

**Министерство образования и науки Украины
Государственное высшее учебное заведение
«Национальный горный университет»**



П.Н. Баранов

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ XXI века

Учебное пособие

**Днепропетровск
НГУ
2013**

УДК 551.1 /4
ББК 26.3
Б24

Рекомендовано вченою радою ДВНЗ «НГУ» як навчальний посібник
(протокол № 6 від 02.07.13 г)

Рецензенти:

М.В. Рузіна, д-р геол. наук, проф. (Державний ВНЗ «Національний гірничий університет»);

В.А. Баранов, д-р геол. Наук, проф. (Інститут геотехнічної механіки ім. П.С. Полякова).

Баранов П.Н.

Б24 Общая геология XXI века: учеб. пособие / П.Н. Баранов. – Д.:
 Национальный горный университет, 2013. – 216 с.

Рассмотрены геологические процессы, происходящие в лито-, гидро- и атмосфере, а также их продукты (минералы, горные породы). Хорошо иллюстрированный учебный материал дает возможность сформировать у читателя мировоззренческое представление о геологическом прошлом Земли, а также о тех недоступных для визуального наблюдения процессах, которые происходят в настоящем внутри планеты.

Предназначено для студентов высших учебных заведений, а также может быть полезным для всех интересующихся наукой о Земле.

УДК 551.1 /4
ББК 26.3

© П.М. Баранов, 2013
© Державний ВНЗ «Національний
гірничий університет», 2013

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
РАЗДЕЛ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПЛАНЕТЕ ЗЕМЛЯ	7
1.1. Планеты Солнечной системы	7
1.2. Форма и размеры Земли	21
1.3. Физические свойства Земли	22
1.4. Строение и состав Земли	26
1.5. Строение земной коры	27
1.6. Химический состав Земли	30
1.7. Возраст Земли	30
1.8. Геохронология Земли и геохронологическая шкала	36
Вопросы для самоконтроля	45
РАЗДЕЛ 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ МНОГООБРАЗИЕ	46
Вопросы для самоконтроля	47
РАЗДЕЛ 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ	48
3.1. Тектоника (движение) литосферных плит	48
3.1.1. Структурные элементы континентальной коры	57
3.1.2. Тектонические нарушения в горных породах	62
3.1.3. Продукты (горные породы) тектонической деятельности.	64
Вопросы для самоконтроля	71
3.2. Землетрясения	72
Вопросы для самоконтроля	80
3.3. Магматизм	81
3.3.1. Геологические процессы, происходящие внутри магматических камер	82
3.3.2. Геологические процессы, происходящие на контакте с вмещающими породами	84
3.3.3. Геологические процессы, происходящие во вмещающих породах	86
3.3.4. Наземный вулканизм	86
3.3.5. Подземный или интрузивный магматизм	95
3.3.6. Магматические горные породы и критерии их распознавания	97
3.3.7. Классификация вулканов	104
Вопросы для самоконтроля	111
3.4. Метаморфизм	112
3.4.1. Общее понятие о метаморфизме	112
3.4.2. Горные породы метаморфизма	116
Вопросы для самоконтроля	121
3.5. Эпохи горообразования (орогенеза)	122
Вопросы для самоконтроля	127
РАЗДЕЛ 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОСФЕРЫ	128
4.1. Геологическая деятельность моря	128
3.1.1. Горные породы, образованные из морских осадков в результате диагенеза	135
4.2. Геологическая деятельность рек	137
4.3. Геологическая работа подземных вод	142
4.4. Геологическая деятельность озер	146
4.5. Геологическая деятельность болот	148
4.6. Геологическая деятельность ледников	151
Вопросы для самоконтроля	154

РАЗДЕЛ 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ АТМОСФЕРЫ	155
5.1. Общая характеристика атмосферы	155
5.2. Строение атмосферы	156
5.3. Физические параметры атмосферы	160
5.4. Геологическая деятельность временных потоков	162
5.5. Воздушные течения в атмосфере – ветры	164
5.6. Геологическая деятельность ветра	171
5.7. Погода и климат	175
5.8. Физическое и химическое разрушение горных пород (или гипергенез)	177
5.9. Полезные ископаемые, связанные с гипергенезом	181
5.10. Оптические явления в атмосфере	183
Вопросы для самоконтроля	187
РАЗДЕЛ 6. ПЕРЕХОД БИОСФЕРЫ В НООСФЕРУ	189
РАЗДЕЛ 7. ГЕОЛОГИЯ В ЛИЦАХ	204
ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ	213
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА	213



«Человек, не знающий основ геологии, подобен слепому. Гуляя в окрестностях города или деревни, он не понимает много, что представляется его глазам. Он будет воспринимать только внешние формы, а не сущность явлений. Будет видеть, но не понимать».

В.А. Обручев

ВВЕДЕНИЕ

Геология – динамично развивающаяся наука. До XVIII века она была направлением в философии. С появлением необходимости в полезных ископаемых и в знаниях закономерностей их распределения, геология приобретает статус самостоятельного научного направления в естествознании. По мере накопления знаний о Земле стали выделяться такие направления как минералогия (*изучает минералы*), петрография (*изучает горные породы*), геохимия (*изучает закономерности распределения химических элементов в земной коре*), геофизика (*изучает внутреннее строение планеты Земля*), структурная геология (*изучает структурные элементы земной коры*), палеонтология (*наука изучает фауну и флору*), гидрогеология (*изучает гидросферу*), геоморфология (*изучает рельеф планеты Земля*). В настоящее время геологию необходимо рассматривать как комплекс научных знаний о Земле.

В данной книге изложен нетрадиционный взгляд на дисциплину «Общая геология» и на геологию в целом. Основная цель книги – раскрыть сущность геологических процессов и их эволюцию через понимание (минимум терминологии). Особенно это важно для студентов, начинающих изучать геологию, так как известна человеческая мудрость: «понимаешь — значит знаешь, зная — хочешь знать больше».

В основу классификации геологических процессов положена генетическая и пространственная приуроченность их к земным сферам, т.е. к литосфере, гидросфере, атмосфере. Эволюция геологических процессов в пределах каждой сферы позволила подразделить их на планетарные, региональные, районные и локальные процессы.

В первом разделе приводятся общие сведения о планетах Солнечной системы, о физических свойствах планеты Земля, о ее внутреннем строении и геологическом возрасте.

Второй раздел посвящен геологической деятельности литосферы, которая включает три геологических процесса регионального масштаба – тектонизм (тектогенез), магматизм и метаморфизм.

В подразделе «Тектогенез» рассматривается движение литосферных плит за счет магматических конвекционных потоков, исходящих из мантии. Перемещение литосферных плит предопределяет место и время для проявления магматизма, метаморфизма. В зонах столкновения плит происходит формирование гор, в зонах растяжения – геосинклиналей. В конечном итоге формируются платформы, в возрастном отношении подразделяемые на молодые и древние. На локальном уровне в результате тектоногенеза формируются зоны смятия пластов в складки, дробления горных пород (катаклазиты, милониты), трещиноватости (разрывные нарушения со смещением и без смещения) и будинирования.

Магматизм включает в себя два процесса – вулканизм (эксплозивный и эффузивный) и плутонизм. Вулканический процесс довольно прост для понимания, т.к. он происходит на поверхности Земли и доступен для изучения реальных геологических процессов, происходящих на действующих вулканах. Поэтому магматизм легко распознается по критериям, которые запечатлены в магматических горных породах.

Во многом сложен процесс метаморфизма, происходящий на раннем этапе формирования планеты Земля. Трудно себе представить, какие геологические процессы происходили миллиарды лет назад и каковы были их масштабы. Одно понятно, что метаморфизм происходил 2,5 – 3,0 млрд лет назад, т.е. это древний и необратимый процесс. Кроме того, традиционные представления о классификации процессов метаморфизма на контактовый и динамометаморфизм нелогичны. Так контактовый метаморфизм по своей природе связан с магматическим процессом, а динамометаморфизм – с тектоническим. Они имеют свои факторы и свои минералогические процессы, запечатленные в свойствах горных пород.

Третий раздел посвящен геологической деятельности гидросферы, в результате которой происходило накопление осадков в морских бассейнах и в прибрежных зонах. Этот процесс характерен для разных этапов развития Земли. Древние (2,5 – 3,0 млрд лет) осадки претерпели метаморфизм и превращены в метаморфические породы (например глины превращены в гнейсы). Осадки, сформированные 500 – 600 млн лет назад претерпели катагенез (уплотнение осадков и преобразование с изменением структуры) и преобразованы в осадочные породы (глины превращены в сланцы). Относительно молодые осадки (200 – 150 млн лет) претерпели только диагенез (уплотнение осадков и удаление воды, т.е. ил преобразован в глину). Современная деятельность гидросферы проявляется в накоплении концентрированных солевых растворов в лагунах (например, рапа озера Сиваш), накоплении ракушек и формировании пляжей в прибрежных зонах.

Четвертый раздел – геологическая деятельность атмосферы. Основными факторами этого процесса служат атмосферные осадки (дождь, снег), температура воздуха, ветер, т.е. погодные факторы. Взаимодействие погодных факторов на горные породы приводит к их разрушению и образованию новых. В геологии их традиционно называют продуктами выветривания, а процесс – выветриванием. Сам термин «выветривание» с позиции понимания геологических процессов не логичен ни по смыслу, ни по содержанию. Об этом писал Д.С. Горшков еще в 1957 г.

Пятый раздел – переход биосферы в ноосферу. Здесь изложены в основном идеи В.И. Вернадского, который является родоначальником этого направления.

Шестой раздел – геология в лицах – составлен согласно тем научным достижениям, которые внесли ученые в геологию.

Автор дает себе отчет, что данная работа во многом противоречит устоявшимся представлениям в области геологии, поэтому она будет подвержена резкой критике со стороны научной общественности. Но одно понятно, – что геологию необходимо структурировать (реформировать) и кто-то должен начинать.

Автор благодарен сотрудникам кафедры общей геологии, которым первым пришлось слушать и во многом не соглашаться с нововведениями. В первую очередь хотелось бы высказать слова благодарности заведующему кафедрой общей и структурной геологии Ю.Т. Хоменко, который поддержал и поддерживает реформирование геологии и предоставил возможность читать курс «Общей геологии» студентам-геологам первого курса. Я благодарен сотрудниками Геммологического центра ВЗ НГУ к.г.н, доц. С.В. Шевченко, И. Л. Пивовар, А. Баранову, О. Петрушенко, которые внесли определенный вклад при составлении книги.

Особую признательность хотелось бы высказать свою учителю академику НАН Украины, член корр. НАН России А.Е. Кулишу с которым обсуждались проблемы, возникающие при составлении учебного пособия. Он предвидел те трудности, которые должен был преодолеть автор, всячески поддерживал и предлагал свою помощь.

РАЗДЕЛ 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПЛАНЕТЕ ЗЕМЛЯ

1.1. Планеты Солнечной системы

Земля – одна из планет Солнечной системы, в состав которой входят Солнце, девять планет с их спутниками, малые тела – астероиды, кометы, метеориты, а также космическая пыль и газы. Все они, начиная от мельчайшей космической пыли и кончая большими планетами, связаны между собой взаимным притяжением и удерживаются на своих орбитах силой притяжения Солнца. Пределы Солнечной системы условно определяются областью, которую очерчивает при движении самая далекая планета – Плутон (отнесение Плутона к категории планета в настоящее время дискуссионно; по многим параметрам, он, вероятнее всего, астероид). Эта планета имеет почти круговую орбиту с диаметром, в 40 раз превышающим диаметр орбиты Земли (рис. 1.1).

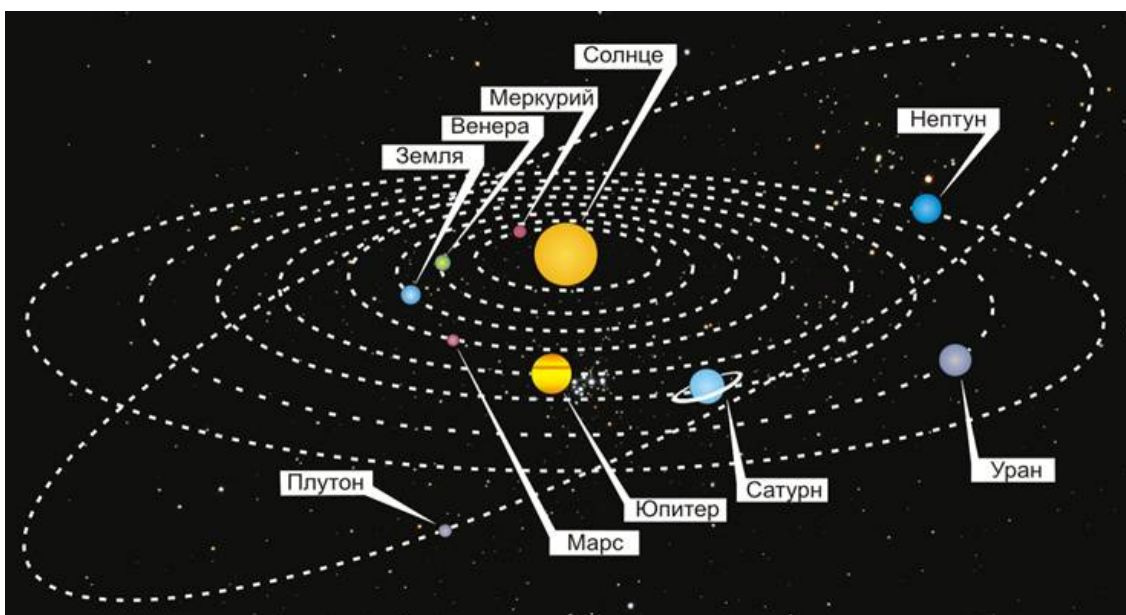


Рис. 1.1. Планеты Солнечной системы

Солнечная система характеризуется следующими основными свойствами:

- все ее планеты и их спутники вращаются вокруг Солнца по эллиптическим, близким к круговым орбитам;
- все планеты движутся вокруг Солнца в одной и той же плоскости, называемой плоскостью *эклиптики*;
- Солнце и планеты (за исключением Урана и Венеры) вращаются в одном и том же направлении;
- большая часть планетных спутников движется в одной плоскости с планетами;
- близкие к Солнцу планеты имеют примерно ту же среднюю плотность, что и Земля, более удаленные, начиная с Юпитера, – меньшую плотность;
- расстояние между орбитами планет приблизительно удваивается при переходе от каждой из них к следующей, более удаленной от Солнца.

Все это указывает на то, что планеты и их спутники образуют упорядоченную систему, подчиняясь некоторым общим естественным законам.

Солнечная система входит в состав более крупной системы – Галактики Млечного Пути.

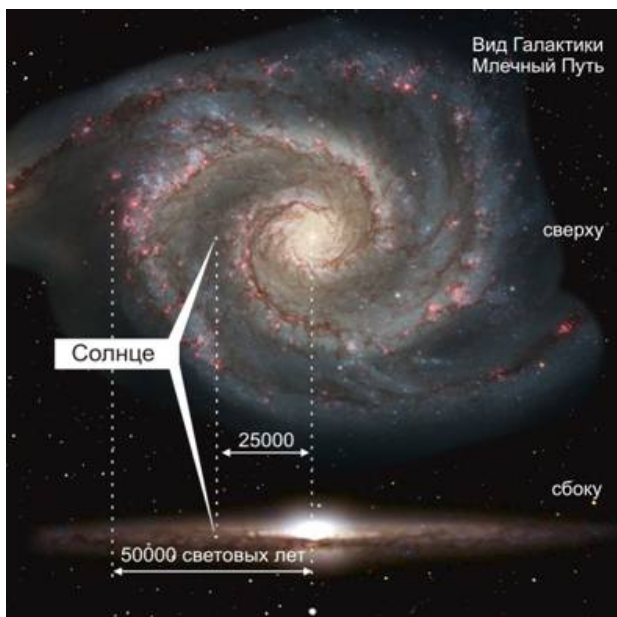


Рис. 1.2. Галактика Млечный путь

близкая галактика – туманность в созвездии Андромеды – находится на расстоянии около 2 млн световых лет. Известны галактики, удаленные от нашей на расстояние более 2 млрд световых лет.



Рис. 1.3. Туманность в созвездии Андромеды

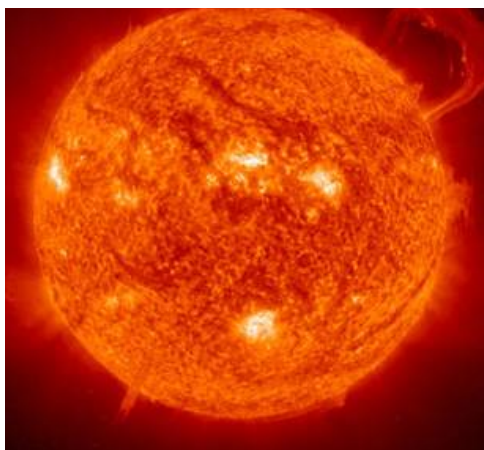


Рис. 1.4. Поверхность Солнца

Галактика Млечного Пути включает в себя более 100 млрд звезд. По форме она напоминает двояковыпуклую линзу (рис. 1.2). Диаметр Галактики равен примерно 80 – 100 тыс. световых лет, толщина – 10 тыс. световых лет (*световой год* – расстояние, которое свет проходит в течение одного года со скоростью 300000 км/с). Галактика вращается, и Солнечная система, расположенная на расстоянии 25 тыс. световых лет от ее ядра, совершает с ней полный оборот за 185 – 200 млн лет.

Кроме галактики Млечного Пути существует множество других галактик, которые все вместе образуют Метагалактику. В её состав наша Галактика входит как малая частица. Ближайшая к нашей звездной системе галактика Магеллановы Облака находится на расстоянии 200 тыс. световых лет. Другая

Представление о строении Вселенной расширяется по мере совершенствования технических средств астрономии, особенно в результате космических исследований, и нет никаких оснований полагать, что где-либо могут быть установлены ее границы. Вселенная бесконечна во времени и пространстве.

Достижения космонавтики в изучении планет Солнечной системы (Луны, Марса, Венеры, Юпитера) легли в основу новой науки – планетологии и открыли новые перспективы в изучении самой Земли.

Далее рассмотрим объекты Солнечной системы подробнее.

Солнце — единственная звезда Солнечной системы, вокруг которой обращаются планеты этой системы. Масса Солнца равна $1,98892 \times 10^{30}$ кг, что составляет 99,866 % от суммарной массы всей Солнечной системы. По спектральной классификации Солнце относится к типу «жёлтый карлик».

Температура на поверхности Солнца достигает 6000 К, поэтому оно светит почти белым светом. Орбитальная скорость Солнца равна 217 км/с. Солнце — магнитно-активная звезда. Ее возраст – приблизительно 4,57 млрд лет. На современном этапе в солнечном ядре идут термоядерные реакции превращения водорода в гелий. Каждую секунду в ядре Солнца около 4

миллионов тонн вещества превращается в лучистую энергию, в результате чего генерируется солнечное излучение и поток солнечных нейтрино. Через 4 – 5 млрд лет Солнце превратится в звезду типа «красный гигант». Солнечное ядро имеет радиус примерно 150000 километров. Плотность вещества в ядре примерно в 6,6 раз выше плотности самого плотного металла на Земле — осмия, а температура в центре ядра — более 14 миллионов градусов. Над ядром находится зона лучистого переноса, в которой энергия переносится с помощью переизлучения фотонов.

Ближе к поверхности Солнца возникает вихревое перемешивание плазмы, и перенос энергии к поверхности совершается преимущественно движениями самого вещества. В конвективной зоне зарождаются магнитные поля. Фотосфера достигает толщины около 320 км и образует видимую поверхность Солнца. Из фотосферы исходит основная часть оптического (видимого) излучения Солнца. Температура в фотосфере достигает в среднем 5800 К. Хромосфера — внешняя оболочка Солнца толщиной около 10000 км, окружающая фотосферу. Корона — последняя внешняя оболочка Солнца — имеет температуру от 600000 до 5000000 градусов, она видна невооружённым глазом только во время полного солнечного затмения. Из внешней части солнечной короны исходит солнечный ветер — поток ионизированных частиц.

Особенности строения, размеры и различные свойства планет позволяют разделить их на группы: планеты типа Земли и планеты-гиганты.



Рис. 1.5. Меркурий из космоса



Рис. 1.6. Удлиненная положительная форма рельефа – эскарп

Планеты земной группы.

Меркурий – наименее отдаленная от Солнца планета. Существует гипотеза, что Меркурий ранее являлся спутником Венеры. Все рельефообразование обусловлено здесь главным образом метеоритной бомбардировкой. На Меркурии есть горы высотой до 2 – 4 км. В ряде районов планеты на поверхности видны долины, бескратерные равнины. На этой планете встречается также необычная деталь рельефа – эскарп (выступ высотой 2 – 3 км, разделяющий два района поверхности) (рис. 1.6). Считают, что эскарпы образовались как сдвиги при раннем сжатии планеты. Поверхность планеты не окутана воздушной оболочкой, а соприкасается непосредственно с вакуумом межпланетного пространства.

Мощнейший энергетический поток солнечной радиации практически не возбуждает экзогенных процессов, поскольку на Меркурии отсутствуют поглощающие среды – воздушная и водная. Спутников Меркурий не имеет. Средняя скорость движения по орбите – 47,9 км/с. Масса почти в 20 раз меньше массы Земли. Радиус планеты составляет 2440 км.

Температура на поверхности составляет от + 400 °С до – 160 °С. Высокая плотность и наличие слабого магнитного поля показывает, что у Меркурия должно быть плотное металлическое ядро с плотностью $9,8 \text{ г/см}^3$, радиусом 1800 км. На долю ядра приходится 80 % массы

Меркурия. Несмотря на медленное вращение планеты, большинство специалистов считает, что её магнитное поле возбуждается тем же динамо-механизмом, что и магнитное поле Земли.



Рис. 1.7. Атмосфера Венеры

того, обнаружены примеси инертных газов (в первую очередь, аргона), а также следы кислорода и воды.



Рис. 1.8. Извержение вулкана на Венере

Венера – вторая по удаленности от Солнца планета земной группы (108 млн км). Период обращения по орбите – 224,7 земных суток, а период вращения вокруг оси – 243,02 земных суток. При этом Венера вращается в сторону, противоположную своему движению по орбите. Ось вращения Венеры почти перпендикулярна к орбитальной плоскости, поэтому там отсутствуют сезоны года. По массе, объему и плотности Венера и Земля очень близки между собой. В атмосфере Венеры парниковый эффект поднимает температуру на 400 °С. Зарегистрированный максимум температур на поверхности + 480 °С. Освещенность дневной стороны Венеры примерно такая же, как на Земле в пасмурный день. Небо на Венере имеет яркий желто-зеленый оттенок. Атмосфера на 96,5 % состоит из углекислого газа. Не более 3 % приходится на долю азота; кроме

У Венеры жидкое железное ядро, но в нем не возбуждается магнитное поле, вероятно, из-за медленного вращения планеты. Конвективные потоки жидкой мантии заперты толстой базальтовой оболочкой. Грунт Венеры состоит на 50 % из кремнезема, 16 % – алюминиевых квасцов и на 11 % из окиси магния. На планете обнаружены тысячи древних вулканов, извергавших лаву, сотни кратеров, горы. Поверхностный слой (кора) очень тонок; ослабленный высокой температурой он дает возможность лаве вырываться наружу. Венера – самое активное небесное тело, вращающееся вокруг Солнца. Поверхность ее по сравнению с другими планетами более сглаженная.



Рис. 1.9. Вид Земли из космоса

Земля – третья планета от Солнца – движется по близкой к круговой орбите, радиус которой – 149,6 млн км – принят за 1 астрономическую единицу. Земля имеет сплюснутую у полюсов форму – геоид, что объясняется вращением. Земная кора имеет слоистое строение (осадочный, гранитный, базальтовый слои). Верхняя мантия делится на литосферу и астеносферу. Литосфера образована кристаллическими породами основного и ультраосновного состава. Вещество астеносферы считают аморфным, по нему движутся литосферные плиты коры. В центре Земли находится твердое железное ядро плотностью около 10 000 кг/м³. Основные составляющие атмосферы Земли – азот и кислород. Магнитное поле Земли похоже на поле однородной

намагниченной сферы с магнитной осью, наклоненной на 11,5° к оси вращения Земли. Температура на поверхности находится в пределах от –85°С до +70°С. Средняя температура поверхности Земли – +12 °С.

Большую часть поверхности Земли (более 2/3) занимает Мировой океан со средней глубиной 3 900 м. Согласно современным представлениям, Земля образовалась 4,5 млрд лет

назад путем гравитационной конденсации из рассеянного в околосолнечном пространстве холодного газопылевого вещества, содержавшего все известные в природе химические элементы.



Рис. 1.10. Поверхность Луны

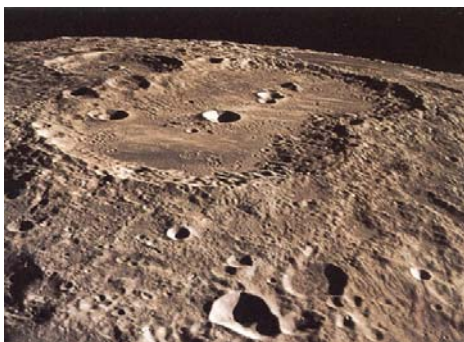


Рис. 1.11. Кратер Ван де Граф диаметром 243 км

при большом участии оливина и пироксена, температура около 750 – 800 °С. Возраст пород от 4,6 до 3,16 млрд лет.

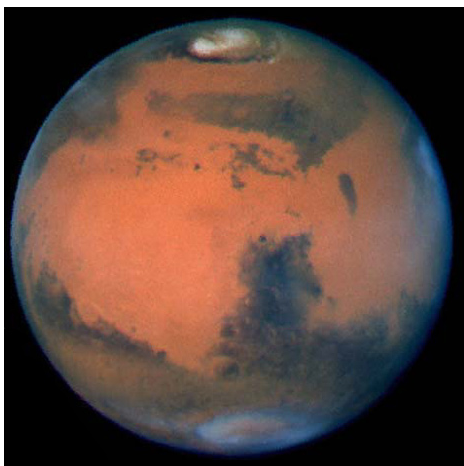


Рис. 1.12. Поверхность Марса

Луна считается спутником нашей планеты, но несмотря на это космические исследования показали, что со времени начала формирования Солнечной системы Луна представляла собой самостоятельное космическое тело, развивающееся под влиянием внутренних и внешних факторов. Луна практически лишена атмосферы и магнитного поля. На раннем этапе своей эволюции она претерпела расплавление вещества внешней сферы, а возможно, и всех недр. После ранних стадий и морского периода – времени образования обширных впадин и заполнения их базальтовой лавой – активность тектонических процессов и вулканизма резко упала. Сейчас Луна пребывает в состоянии тектонического покоя. Для этой планеты характерно термическое разрушение лунного вещества (горных пород), поскольку за сутки в экваториальной зоне температура изменяется от +170°С до –170°С.

Большую часть площади видимой стороны Луны занимают светлые повышенные области – материковые территории. «Моря» отвечают впадинам на поверхности. Максимальная амплитуда высот на Луне 11 км. На глубине 70 см находится горизонт постоянной температуры, равной –20°С. Предположительно, лунная кора имеет среднюю мощность 60 км. В пределах материковых и в основной толще «морских» областей кора образована анортозитовыми породами. С глубиной породы становятся более основными, как и у Земли. Ядро планеты представляет собой область размягчения пород, которые локально могут расплавляться. Оно имеет радиус около 1400 км и состоит из ультраосновных пород

Марс обращается вокруг Солнца по вытянутой орбите за 687 земных суток. Расстояние до Солнца меняется в течение года на 21 млн км, а энергия, которую получает Марс, изменяется в 1,45 раза. Период вращения вокруг оси – звездные сутки – равен 24,62. Смена дня и ночи и смена времён года на Марсе протекает почти так же, как на Земле. Есть там и климатические пояса, подобные земным. Но климат суровее земного. Радиус планеты в два раза меньше, чем у Земли. По расчетам, ядро Марса имеет массу до 9 % массы планеты. Оно состоит из железа и его сплавов и находится в жидком состоянии. Марс имеет мощную кору толщиной 100 км. Между ядром и корой находится силикатная мантия, обогащенная железом. Предполагают, что несколько миллиардов лет назад на Марсе была атмосфера плотностью 1 – 3 бар; при таком давлении вода должна

находиться в жидком состоянии, а углекислый газ должен испаряться. Следы вулканического пепла на склонах других гор позволяют предположить, что раньше Марс был вулканически активным. Основная составляющая атмосферы – углекислый газ (95 %). Зимой углекислота замерзает, превращаясь в сухой лед. На Марсе зарегистрировано слабое магнитное поле. Перепад температур составляет от $-103\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+22\text{ }^{\circ}\text{C}$. На Марсе находится вулкан Олимп – высочайшая гора в Солнечной системе (27 400 м). Наиболее грандиозная система каньонов – долина Маринера длиной 4 тыс. км. Поверхность Марса имеет красноватый цвет из-за примесей окислов железа. Кое-где поверхность покрыта многослойными породами, похожими на земные осадочные породы, оставшиеся после отступления моря. Тонкая пыль между камнями создает условия для пылевых бурь, продолжительность которых может достигать 50 – 100 суток. У Марса существует два спутника – Фобос и Деймос, они намного меньше Луны и бесформенны.



Рис. 1.13. Поверхность Юпитера с пятнами

Планеты-гиганты.

Юпитер — пятая планета от Солнца и крупнейшая в Солнечной системе. Он в 2 раза массивней, чем все остальные планеты Солнечной системы вместе взятые. Наряду с Сатурном, Ураном и Нептуном, Юпитер классифицируется как газовый гигант. Из-за быстрого вращения форма Юпитера — сплюснутый сфероид. Внешняя атмосфера планеты явно разделена на несколько вытянутых полос вдоль широт, и это приводит к бурям и штормам вдоль их взаимодействующих границ. Заметный результат этого — Большое Красное Пятно (рис. 1.13), гигантский шторм. Давление и температура при углублении в атмосферу быстро растут. Спутниковая система Юпитера состоит из 63 крупных объектов и множества мелких. У Юпитера имеются слабые планетарные

кольца. Среднее расстояние между Юпитером и Солнцем составляет 778 млн км, а период обращения составляет 11,86 лет. На Юпитере не бывает смен времён года. Планета состоит преимущественно из газа и не имеет привычной для нас твёрдой поверхности. Юпитер состоит в основном из водорода и гелия. Под облаками находится слой глубиной 7 – 25 тыс. км, в котором водород постепенно изменяет своё состояние от газа к жидкости с увеличением давления и температуры (до $6000\text{ }^{\circ}\text{C}$). Чёткой границы, отделяющей газообразный водород от жидкого, по-видимому, не существует. Это должно выглядеть как непрерывное кипение глобального водородного океана. Под жидким водородом находится слой жидкого металлического водорода толщиной, согласно теоретическим моделям, около 30 – 50 тыс. км. Жидкий металлический водород формируется при давлении в несколько миллионов атмосфер. Скорость ветров на Юпитере может превышать 600 км/ч. В атмосфере Юпитера наблюдаются молнии, мощность которых на три порядка превышает земные, а также полярные сияния.

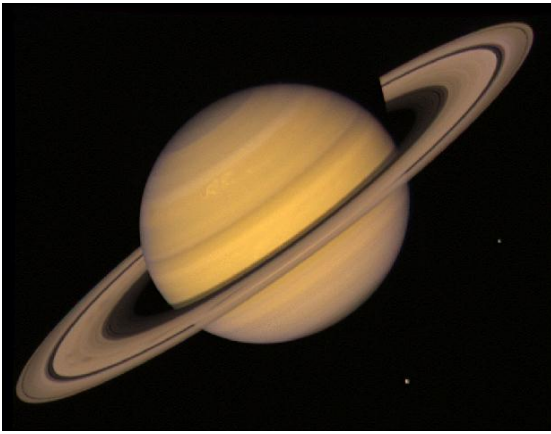


Рис. 1.14. Кольца Сатурна

Сатурн – шестая по удаленности от Солнца планета. Период его обращения по орбите равен 29,666 лет. Период вращения вокруг оси составляет 10 часов 14 минут (на широтах до 30°). Так как Сатурн не твердый шар, а состоит из газа и жидкости, то экваториальные его части быстрее вращаются, чем приполярные области. Под действием центробежных сил Сатурн заметно сплюснен. Радиус намного больше радиуса Земли — 60 268 км. Сатурн – единственная планета в Солнечной системе, чья плотность меньше плотности воды (700 кг/м³). Атмосфера состоит почти полностью из водорода, гелия и азота. Минимальная температура на Сатурне -191 °С. Температура возрастает при погружении в

атмосферу.

Ниже атмосферы простирается океан жидкого молекулярного водорода. На глубине около 30 000 км водород становится металлическим (давление достигает около 3 млн атм.). В центре планеты находится массивное железо-каменное ядро. Внутренний источник тепла задействует механизмы образования ветров скоростью около 500 м/с. Система спутников Сатурна довольно сложна. Известны 30 спутников. Большинство спутников состоит из льда. Самый крупный спутник Сатурна Титан по своей величине превосходит планету Меркурий.

Кольца Сатурна состоят из сотен тысяч небольших твердых обломков камней и льда, которые вращаются вокруг планеты. Существует 3 основных кольца, названных А, В и С. При ближайшем рассмотрении колец оказывается великое множество. Между кольцами существуют щели, где нет частиц. Ширина колец равна 400 тыс. км, однако в толщину они составляют всего несколько десятков метров.



Рис. 1.15. Кольца Урана

Уран был открыт случайно в 1781 г. Период обращения планеты по орбите – 84,048 лет. Звездные сутки на Уране длятся 17 часов 14 минут. Ось Урана почти параллельна плоскости орбиты. Масса Урана в 14,5 раз больше массы Земли. Плотность 1,30 г/см³. Планета сильно сжата. Возможно планета Уран имеет небольшое твердое железоканное ядро, над которым сразу начинается плотная атмосфера. Температура в ядре достигает 7000°С, а давление – 6 млн атм. Уран почти не имеет внутренних источников энергии. Атмосфера на Уране мощная, толщиной не менее 8000 км. Состоит примерно на 83 % из водорода, 15 % гелия и 2 % метана. Метан, ацетилен и другие углеводороды в атмосфере

планеты встречаются в значительно больших количествах, чем на Юпитере и Сатурне. Именно метановая дымка хорошо поглощает красные лучи, поэтому Уран кажется голубым. Подобно другим газовым планетам, Уран имеет полосы облаков, которые очень быстро перемещаются. Уран получает в 370 раз меньше тепла от Солнца, чем Земля. Ветры в средних широтах на Уране перемещают облака в тех же направлениях, что и на Земле. Эти ветры дуют со скоростью от 40 до 160 м/с. Дневная освещенность на Уране соответствует земным сумеркам сразу после захода Солнца. Минимальная температура -220 °С наблюдалась на уровне 0,1 бар. Выше и ниже температура повышается. У Урана почти такое же сильное магнитное поле, как у Земли. На уровне облаков напряженность магнитного поля равна 0,23 Гс. Но конфигурация этого магнитного поля очень сложная. Магнитное поле делает возможным «полярные» сияния, наблюдающиеся в верхней части атмосферы. Кольца

Урана были случайно обнаружены в 1977 г. во время затмения Ураном яркой звезды. Ширина их всего 1 – 10 км, только самое широкое внешнее кольцо имеет размер 96 км. Кольца Урана практически черные. Они состоят из каменных частиц не крупнее нескольких метров в поперечнике. Каждое кольцо движется практически как единое целое. Проблема устойчивости колец Урана остается пока неразрешенной.

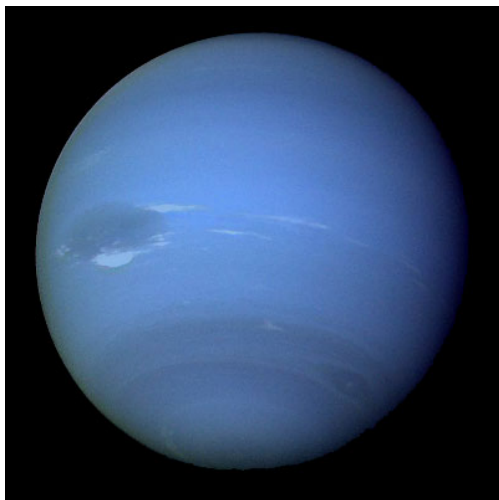


Рис. 1.16. Поверхность Нептуна с темным пятном

Нептун – восьмая планета от Солнца и четвертая по размеру среди планет. Нептун относится к планетам-гигантам и был открыт в 1846 г. И. Галле в Берлине с помощью математических вычислений его орбиты и указанием его местонахождения на небосводе. В этом же году был открыт спутник Нептуна Тритон (диаметр 2710 км). Линейный диаметр планеты равен 49530 км. Период вращения Нептуна вокруг оси равен 0,67 земных суток. Наклон оси не сильно отличается от наклона земной оси. Из-за вращения шар планеты имеет сплюснутость. Масса планеты составляет 17 земных масс. Средняя плотность равна 1,76 г/см³. Атмосфера Нептуна состоит в основном из водорода, метана и аммиака. Температура атмосферы выше, чем у Урана, и составляет около -215 °С. Следовательно, Нептун имеет собственный внутренний источник тепла – он

излучает в 2,7 раза больше энергии, нежели получает от Солнца. На Нептуне обнаружено большое темное пятно (рис. 1.16). На планете мощный облачный покров и скорость ветра в атмосфере достигает 1120 км/ч. Ветры дуют в западном направлении, против вращения планеты. У Нептуна имеется кольцо, состоящее из нескольких тонких колечек. Общее количество спутников Нептуна достигает 17. Атмосфера Нептуна – это, по большей части, водород и гелий с небольшой примесью метана (1%). Синий цвет Нептуна является результатом поглощения красного света в атмосфере этим газом – как и на Уране.



Рис. 1.17. Неоднородность состава поверхности Плутона

Плутон – девятая планета Солнечной системы (однако после 24 августа 2006 года Плутон причислен к категории карликовых планет). Она была открыта в 1930 г., и до сих пор до нее не долетал ни один зонд. Период обращения вокруг Солнца равен 247,7 лет. Средняя удаленность от Солнца составляет 5900 млн. км. Диаметр Плутона 2390 км. Ранее считалось, что Харон является спутником Плутона. Сейчас принято считать, что это две планеты-карлика из пояса Койпера. Из всех планетарных орбит Солнечной системы орбита Плутона ближе всего наклонена к эклиптике и имеет при этом самый большой эксцентриситет. Поэтому бывают периоды, когда эта планета больше приближена к Солнцу, чем Нептун.

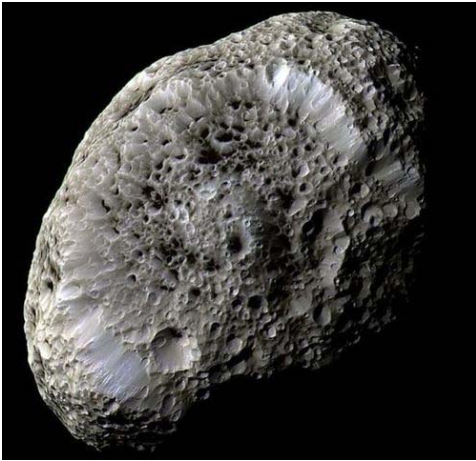


Рис 1.18. Астероид

Малые тела Солнечной Системы.

Первая малая планета была открыта 1 января 1801 года известным итальянским астрономом Джузеппе Пиацци. Во время своих наблюдений, он случайно заметил звездообразный объект, прямое склонение и восхождение которого постепенно менялось с течением времени. Орбиту объекта вычислил немецкий математик Гаусс, и оказалось, что объект движется вокруг Солнца по эллипсу, большая полуось которого равна 2,77 а.е. Выяснилось, что открыта планета, имеющая очень малые размеры. Ее назвали Церерой. Вскоре были найдены еще три такие планеты - Паллада, Веста и Юнона. В течение XIX в. количество планет-малюток постепенно увеличивалось. Их стали называть астероидами или малыми планетами. В настоящее время известны орбиты более 200000 астероидов. Самый яркий

из них, Веста, представляет собой в противостоянии объект 6 звездной величины; имеется несколько астероидов 7 и 9 звездной величины, все остальные - слабее.

Самым крупным астероидом в Солнечной системе считалась Церера, имеющая размеры приблизительно 975×909 км, однако с 24 августа 2006 года она получила статус карликовой планеты. Два других крупнейших астероида Паллада и Веста имеют диаметр ~500 км. Детали на дисках этих астероидов различить невозможно, но наблюдаются периодические колебания блеска и поляризации света, которые объясняются, по-видимому, вращением. В основном малые планеты имеют диаметры от нескольких километров до нескольких десятков километров.

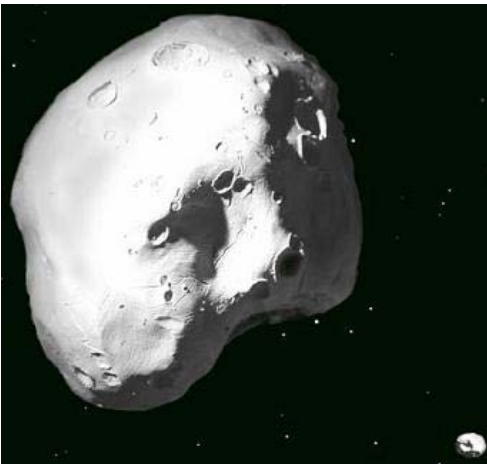


рис. 1.19. Астероид Юнона

Большая часть астероидов движется на расстоянии от 2,2 а.е. до 3,6 а.е. от Солнца, в так называемом «**поясе астероидов**», который находится между орбитами Марса и Юпитера. Но есть планеты, орбиты которых выходят далеко за пределы пояса астероидов.

Число астероидов в межпланетном пространстве очень велико, и мы можем увидеть только самые крупные. Такие объекты сталкиваются между собой, что приводит к их дроблению и разрушению, в результате чего пространство между планетами заполнено огромным количеством твердых обломков различных размеров, от пылинок диаметром в доли микрона до размеров астероидов. Сталкиваясь с Землей, они выпадают на ее поверхность в виде метеоритов.

Таким образом идет процесс, обратный дроблению, - захват крупными телами более мелких. Высказывалось предположение, что на ранних стадиях эволюции Солнечной системы плотность метеоритных тел в межпланетном пространстве была больше, и падения метеоритов играли существенную роль в формировании поверхности планет и спутников, в частности, Луны.

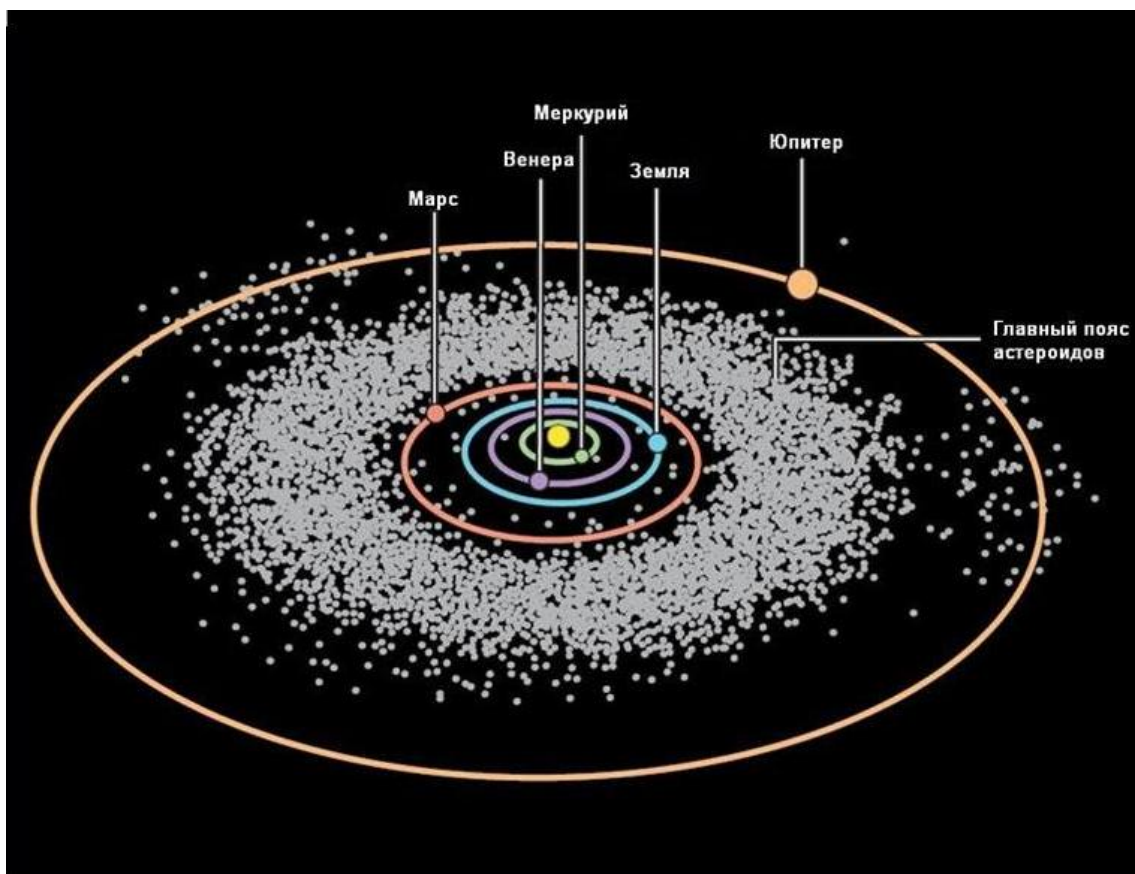


Рис. 1.20. Пояс Астероидов

Ученые предполагают, что между Марсом и Юпитером в период формирования планет физические условия не позволяли сформироваться еще одной планете, либо же она была неустойчивой, поэтому там, где она должна была бы находиться **пояс астероидов**. Возможно, что на каком-то этапе эволюции Солнечной системы в поясе астероидов существовала одна или несколько крупных планет, но они были разрушены вследствие столкновений с другими телами или в результате действия какой-либо другой силы, например, приливного действия Юпитера.

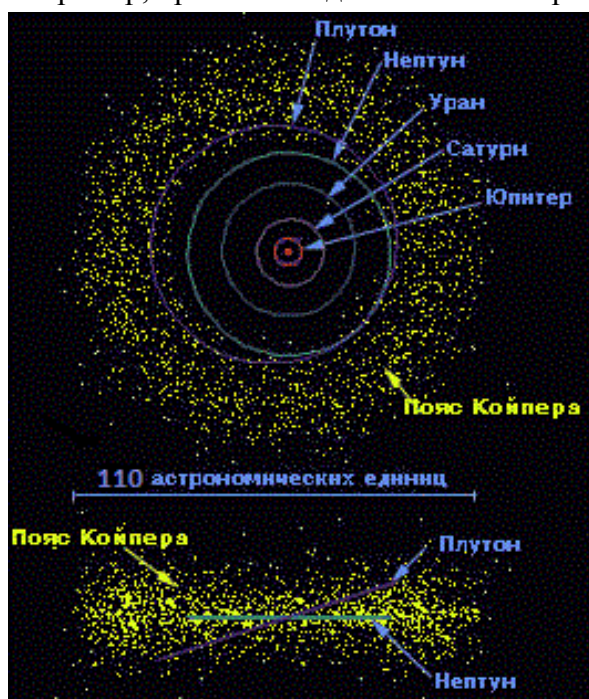


Рис. 1.21. Пояс Койпера

Пояс Койпера - область Солнечной системы, которая начинается от орбиты Нептуна и заканчивается на расстоянии 55 астрономических единиц от Солнца (около 8,23 млрд км).

Под термином "Пояс Койпера" понимают область Солнечной системы, которая окружает внутреннюю часть планетарной системы (т.е все крупные планеты и их спутники) и состоит из твердых ледяных объектов различных размеров, их еще называют летучими веществами или водными, аммиачными и метановыми льдами. Область Койпера начинается примерно по середине между орбитой Нептуна и Плутона. Поэтому карликовая планета Плутон находится внутри этого пояса, кроме того он является лидером по размерам среди остальных объектов Пояса Койпера. Небесные тела, расположенные за пределами Нептуна принято называть транснептуновыми объектами (ТНО). Среда

обитания ТНО в какой-то степени подобна Поясу Астероидов, расположенного между орбитами Марса и Юпитера, только Область Койпера в 20 раз шире и примерно в 100-150 раз массивнее.



Рис. 1.22. Крупнейшие объекты Пояса Койпера в сравнении с размером Земли.



Рис. 1.23. Облако Оорта

За поясом Койпера находится еще одно более глобальное образование – **облако Оорта**. Впервые идея существования такого облака была выдвинута эстонским астрономом Эрнстом Эпиком в 1932 году, а затем теоретически разрабатывалась нидерландским астрофизиком Яном Оортом в 1950-х, в честь которого облако и было названо. Было выдвинуто предположение, что кометы прилетают из протяженной сферической оболочки, состоящей из ледяных тел, на окраинах Солнечной системы. Этот громадный рой объектов сегодня называется облаком Оорта. Он простирается в сфере, радиусом от 5 000 до 100 000 а.е.

Облако Оорта состоит из миллиардов ледяных тел. Изредка проходящие звезды нарушают орбиту одного из тел, вызывая его движение во внутреннюю часть Солнечной системы как длиннопериодической кометы. Такие кометы имеют очень большую и вытянутую орбиту и, как правило, наблюдаются всего раз. Одним из примеров длиннопериодических комет являются кометы Галлея и Свифта-Туттля. В отличие от них, короткопериодические кометы, период обращения которых менее 200 лет, движутся в плоскости планет и прилетают к нам из пояса Койпера.

Комета – небольшое небесное тело, движущееся в межпланетном пространстве и обильно выделяющее газ при сближении с Солнцем. С кометами связаны разнообразные физические процессы – от сублимации (сухое испарение) льда до плазменных явлений. Кометы – это остатки формирования Солнечной системы, переходная ступень к межзвездному веществу. Ядро кометы представляет собой тело из твёрдых частиц и льда, окутанное туманной оболочкой, которая называется комой. Ядро диаметром в несколько километров может иметь вокруг себя кому в 80 тыс. км в поперечнике. Потoki солнечных лучей выбивают частицы газа из комы и отбрасывают их назад, вытягивая в длинный дымчатый хвост, который тянется за ней в пространстве. Помимо солнечного притяжения на разреженное вещество кометы действуют и отталкивающие силы, благодаря которым образуется хвост (рис. 1.23).

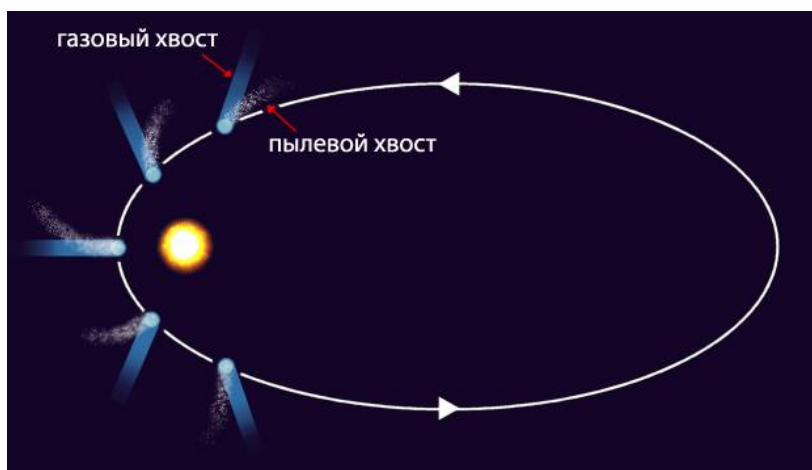


Рис. 1.24. Кометы движутся по вытянутым эллиптическим орбитам и имеют два различных хвоста

Хотя в хвосте и коме заключено менее одной миллионной доли массы кометы, 99,9% света исходит именно из этих газовых образований, и только 0,1% – от ядра. Дело в том, что ядро очень компактно и к тому же имеет низкий коэффициент отражения (альбедо).



Рис. 1.25. Два хвоста кометы

Потерянные кометой частицы движутся по своим орбитам и, попадая в атмосферы планет, становятся причиной возникновения метеоров («падающих звезд»). Большинство наблюдаемых нами метеоров связано именно с кометными частицами. Хвосты комет не имеют резких очертаний и практически прозрачны — сквозь них хорошо видны звёзды, так как образованы из чрезвычайно разрежённого вещества (рис. 1.25). Состав его разнообразен: газ или мельчайшие

пылинки, или же смесь того и другого. Состав большинства пылинок схож с астероидным материалом солнечной системы. При этом свечение газа связано с его ионизацией ультрафиолетовыми лучами и потоками частиц, выбрасываемых с солнечной поверхности, а пыль просто рассеивает солнечный свет.

Долгопериодические кометы имеют орбитальный период более 200 лет. Комета получает имя только после того, как её обнаружат три независимых наблюдателя. В последние годы множество комет открывается с помощью инструментов, которые обслуживают большие команды ученых.

Метеорит – твёрдое тело космического происхождения, упавшее на поверхность крупного небесного тела. На месте падения крупного метеорита может образоваться кратер (астроблема). Один из самых известных кратеров в мире – Аризонский (рис. 1.25). Предполагается, что наибольший метеоритный кратер на Земле — Кратер Земли Уилкса (диаметр около 500 км).



Рис. 1.26. Аризонский кратер



Рис. 1.27. Поверхность метеорита

Метеорит входит в атмосферу Земли на скорости около 11 – 25 км/сек. На такой скорости начинается его разогрев и свечение (рис. 1.28). За счет абляции (обгорания и сдувания набегающим потоком частиц вещества метеорного тела) масса тела, долетевшего до земной поверхности, может быть меньше, а в некоторых случаях значительно меньше его массы на входе в атмосферу. Например, небольшое тело, вошедшее в атмосферу Земли на скорости 25 км/с и более, сгорает почти без остатка. При такой скорости вхождения в атмосферу из десятков и сотен тонн начальной массы до земли долетает всего несколько килограммов или даже граммов вещества. Следы сгорания метеорного тела в атмосфере можно найти на протяжении почти всей траектории его падения.



Если метеорное тело не сгорело в атмосфере, то по мере торможения оно теряет горизонтальную составляющую скорости. Это приводит к изменению траектории падения от часто почти горизонтальной вначале до практически вертикальной в конце. По мере торможения свечение метеорного тела падает, оно остывает.

Кроме того, может произойти разрушение метеорного тела на фрагменты, что приводит к выпадению метеоритного дождя.

"Правильные" круглые (не овальные) следы от метеоритов объясняются взрывными процессами, сопровождающими падение метеорита на космических скоростях.

Классификация метеоритов по составу: каменные хондриты, углистые хондриты, обыкновенные хондриты, энстатитовые хондриты, ахондриты, железотропные-каменные (аласиты, мезосидериты, железные).

Рис. 1.28. Столкновение метеорита с Землей

Наиболее часто встречаются каменные метеориты (92,8 % падений). Они состоят в основном из силикатов: оливинов и пироксенов. Подавляющее большинство каменных метеоритов (92,3 % каменных, 85,7 % общего числа падений) — хондриты. Хондритами они называются, поскольку содержат хондры — сферические или эллиптические образования преимущественно силикатного состава. Большинство хондр имеет размер не более 1 мм в диаметре, но некоторые могут достигать и нескольких миллиметров. Хондры находятся в обломочной или мелкокристаллической матрице, причём нередко матрица отличается от хондр не столько по составу, сколько по кристаллическому строению.

Крупные современные метеориты на территории России:

Тунгусский феномен (на данный момент неясно именно метеоритное происхождение тунгусского феномена). Упал 30 июня 1908 г. в бассейне реки Подкаменная Тунгуска в Сибири. Общая энергия оценивается в 15 – 40 мегатонн тротилового эквивалента.



Рис. 1.29. Модель и следы падения Тунгусского метеорита



Рис. 1.30. Сихотэ-Алинский железный метеорит

Царёвский метеорит (метеоритный дождь). Упал 6 декабря 1922 г. вблизи села Царев Волгоградской области. Это каменный метеорит. Общая масса собранных осколков 1,6 т на площади около 15 км². Вес самого большого упавшего фрагмента составил 284 кг.

Сихотэ-Алинский метеорит (общая масса осколков 30 т, энергия оценивается в 20 килотонн). Это был железный метеорит. Упал в Уссурийской тайге 12 февраля 1947 г.

Витимский болид. Упал в районе посёлков Мама и Витимский Мамско-Чуйского района Иркутской области в ночь с 24 на 25 сентября 2002 г. Событие

имело большой общественный резонанс, хотя общая энергия взрыва метеорита, по-видимому, сравнительно невелика (200 т тротилового эквивалента, при начальной энергии 2,3 килотонны). Максимальная начальная масса (до сгорания в атмосфере) 160 тонн, а конечная масса осколков порядка нескольких сотен килограмм.

Находка метеорита — довольно редкое явление. Лаборатория метеоритики сообщает, что всего на территории РФ за 250 лет было найдено только 125 метеоритов.

1.2. Форма и размеры Земли

До второй половины XVII в. форму Земли считали правильным шаром, однако после появления гипотезы о первоначально жидком состоянии Земли и открытия английским ученым Исааком Ньютоном (1643–1727 гг.) закона всемирного тяготения мнение о фигуре Земли несколько изменилось. Стало очевидно, что если Земля некогда была в состоянии жидкой или пластической массы, то в силу вращения она неминуемо должна была сжаться у полюсов и растянуться у экватора, т.е. приобрести форму эллипсоида вращения.

В действительности, форма Земли еще сложнее и не соответствует ни одной правильной геометрической фигуре. За фигуру Земли принято тело, ограниченное поверхностью, совпадающей с уровнем воды в океанах в состоянии полного покоя при условии воображаемого отсутствия материков (рис. 1.29). Такая фигура называется геоидом.

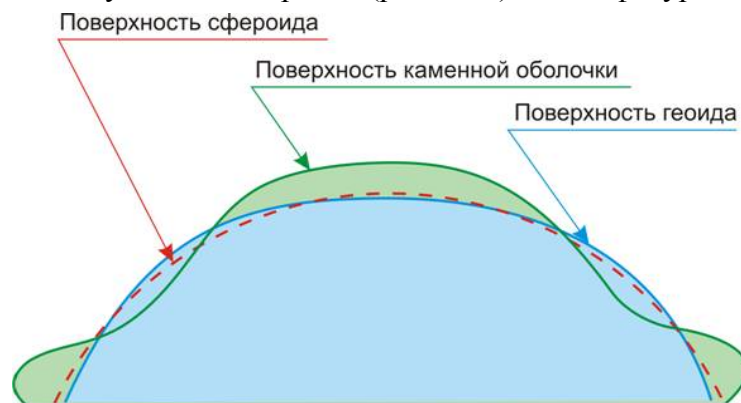


Рис. 1.31. Поверхность геоида

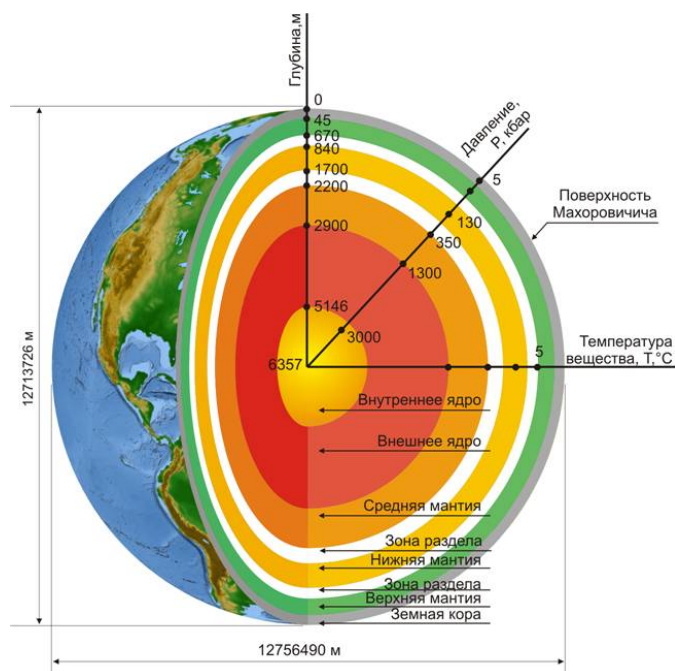


Рис. 1.32. Физические параметры Земли

Экваториальный радиус (большая полуось) Земли равен 6378,2 км, полярный радиус (малая полуось) — 6356,8 км. Разность полуосей составляет 21,4 км.

Площадь земной поверхности равна 510 млн км², из них на долю океанов приходится 361 млн км² (70,8%), на сушу — 149 млн км² (29,2%). Объем Земли составляет 1×10^{12} км³. Её масса $5,9742 \times 10^{24}$ кг.

1.3. Физические свойства Земли

Сила тяжести и плотность. Согласно закону всемирного тяготения, все тела Вселенной взаимно притягиваются с силой, прямо пропорциональной произведению их масс и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними. Сила, с которой тела притягиваются к Земле, называется силой тяжести. В любой точке сила тяжести обусловлена, прежде всего, общей массой Земли. Так как Земля не идеальный шар, а имеет форму геоида, точки которого находятся на разных расстояниях от центра Земли, сила тяжести в каждом пункте зависит от высоты точки наблюдения и географического положения. Как уже отмечалось, Земля немного сжата у полюсов, и точки, находящиеся вблизи полюсов, расположены ближе к центру Земли. Следовательно, сила тяжести на полюсах несколько больше, чем на экваторе и других широтах. По этой же причине на вершине высокой горы сила тяжести меньше, чем у ее подножия.

Поскольку Земля вращается, то в каждой точке ее действует центробежная сила инерции, направленная по касательной к поверхности Земли в данной точке. Величина центробежной силы прямо пропорциональна угловой скорости и расстоянию от оси вращения. По этой причине центробежная сила имеет максимальное значение на экваторе и равна нулю на полюсах. Сила тяжести на вращающейся Земле в итоге будет равна равнодействующей силы тяжести и центробежной силы. Она оказывается меньше силы притяжения Земли и направлена немного в сторону от центра Земли.

Таким образом, величина силы тяжести определяется двумя факторами: силой притяжения, изменяющейся с удаленностью от центра Земли, и центробежной силой, зависящей от широты местности.

На величину силы тяжести влияет еще и неоднородность вещественного состава земной коры. Земная кора сложена различными породами – рыхлыми, сцементированными, массивными, обладающими различной плотностью. Так, если плотность воды равна 1,0, то плотность глины 1,0 – 1,5, гранита 2,4 – 3,0, железистых кварцитов 3,2 – 4,3, магнетита 5,0 – 5,2 г/см³. Очевидно, если на небольшой глубине среди менее плотных пород будет скопление железных руд, то на поверхности Земли над этим участком установится высокое значение силы тяжести, так как общее притяжение Земли в этом направлении будет несколько больше, чем над менее плотными породами. Это обстоятельство обуславливает возможность обнаружения рудных залежей, не выходящих на земную поверхность.

Основной физической параметр при расшифровке гравитационных данных – плотность горных пород, т.е. их масса в единице объема.

На основании закона всемирного тяготения И. Ньютоном была определена масса Земли, равная 6×10^{24} кг. Им же, зная диаметр Земли, рассчитано среднее значение ее плотности, равное 5,52 г/см³. Из упомянутых геологических образований только магнетит имеет такую высокую плотность, у всех остальных минералов ее значение значительно меньше. Если учесть, что магнетита в земной коре совсем немного, а значительно большей распространенностью пользуются менее плотные породы – пески, известняки, граниты, гнейсы, то невольно напрашивается вывод, что в недрах Земли должны быть сосредоточены массы более высокой плотности.

Магнитные свойства Земли. Вокруг Земли существует сильное магнитное поле. Оно простирается на расстояние, равное 20 – 35 радиусам планеты, и образует наряду с атмосферой и ионосферой третий, “броневой” пояс – магнитосферу. Она защищает Землю от мощного потока космических частиц – протонов, альфа-частиц, небольшого количества электронов, позитронов и некоторых других. Только в районе магнитных полюсов они могут достичь атмосферы.

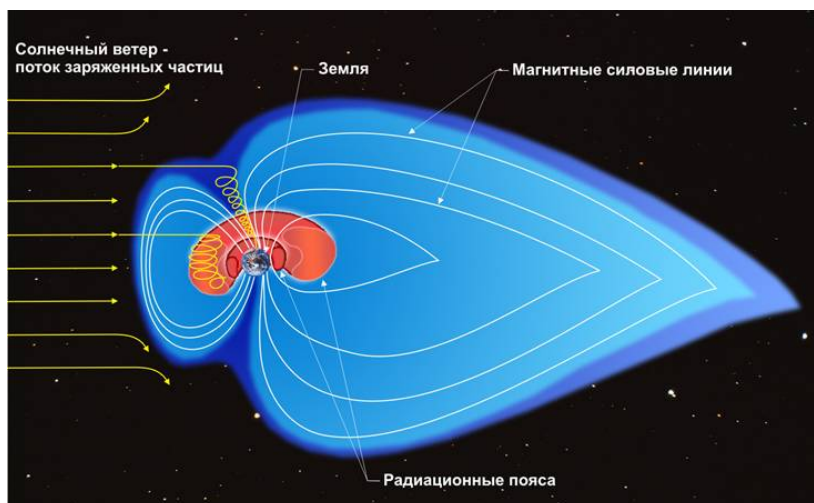


Рис. 1.33. Магнитное поле Земли

Ось магнитного поля отклоняется от оси вращения Земли примерно на 11° . Поэтому магнитные полюса не совпадают с географическими (рис. 1.34).

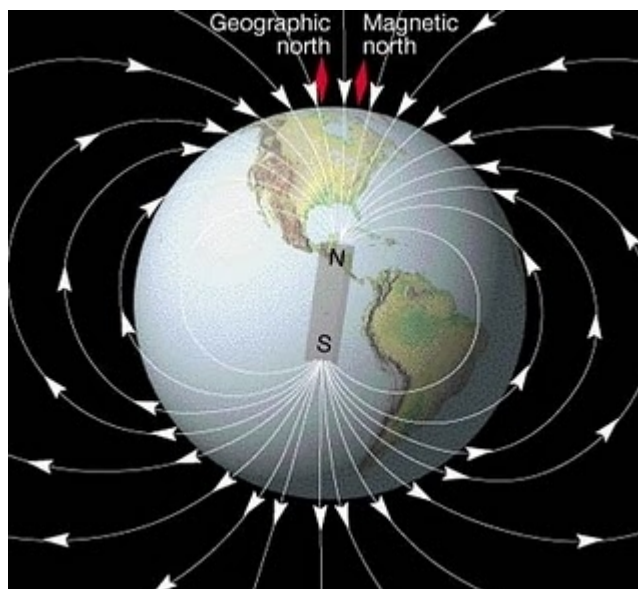


Рис. 1.34. Сдвиг магнитного полюса Земли

Напряженность магнитного поля увеличивается от магнитного экватора к магнитным полюсам. Но в земной коре находятся источники, нарушающие плавность изолиний напряженности и вызывающие местные увеличения и уменьшения напряженности магнитного поля. Такие отклонения параметров магнитного поля называются *магнитными аномалиями* (рис. 1.35).

Чаще всего магнитные аномалии связаны с неглубоко залегающими скоплениями магнитного железняка и некоторых других магнитных пород. Крупнейшая в мире магнитная аномалия известна в Курской области и вызвана скоплениями на глубине 100 – 150 м магнетитовых кварцитов. На Курской аномалии известно несколько магнитных полюсов – участков, где магнитное наклонение составляет 90° .

Наличие магнитных аномалий можно обнаружить и с помощью простого компаса. Так было открыто крупнейшее Соколовско-Сарбайское месторождение магнетитовых руд. Открыл его летчик гражданской авиации М. Сургутанов. При полете над древним урочищем Сарбай в Кустанайской области (Казахстан) он обратил внимание на странное поведение

стрелки компаса, которая на этом маршруте всегда резко меняла направление. Позднее геофизики по заявке М. Сургутанова обнаружили крупные магнитные аномалии, при проверке которых были выявлены богатейшие скопления магнетитовых руд.

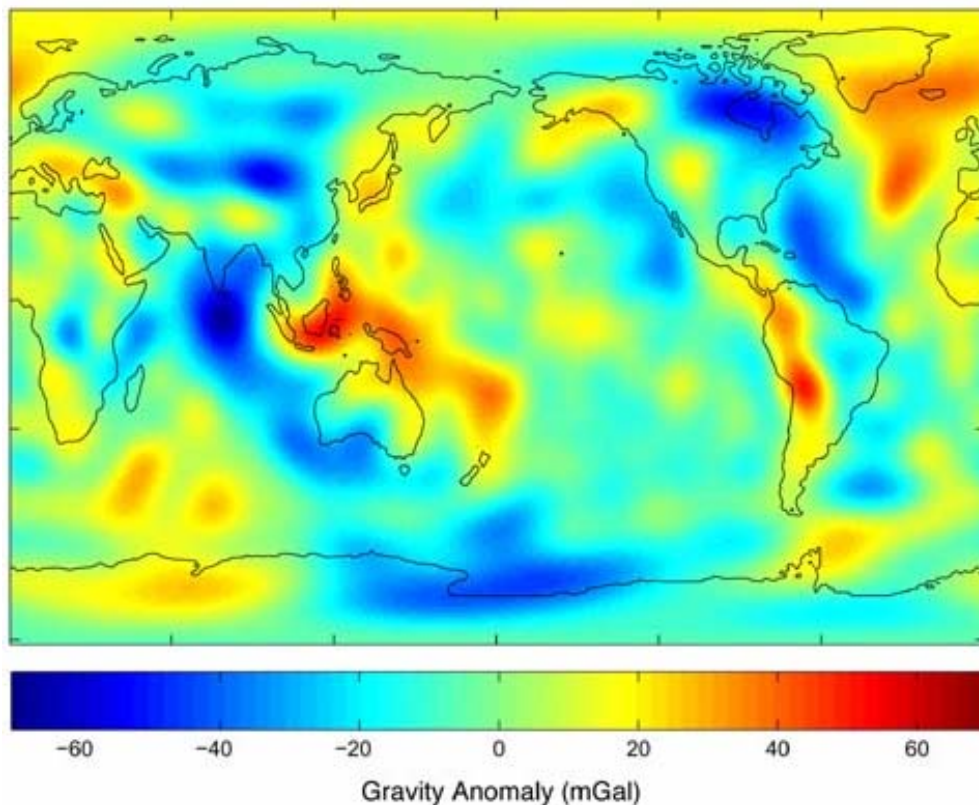


Рис. 1.35. Магнитные аномалии Земли.

Магнитное поле Земли влияет не только на положение магнитной стрелки компаса, но и на ориентировку в горных породах некоторых так называемых ферромагнитных минералов (магнетит, титаномагнетит, гематит, пирротин). Это влияние проявляется в случае, если указанные минералы кристаллизуются в жидком магматическом расплаве. После того как расплав полностью раскристаллизуется из него образуется магматическая горная порода, в которой ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется. Определив ориентировку этих минералов, можно восстановить то направление магнитного поля, которое существовало во время образования вмещающих пород. Зная возраст намагниченных пород, можно восстановить положение магнитных меридианов и полюсов Земли того времени.

В начале прошлого столетия было установлено, что магнитная полярность Земли периодически меняется на обратную, т.е. южный и северный магнитные полюса меняются местами. Это дало возможность путем сопоставления многочисленных наблюдений, главным образом над вулканическими образованиями различных эпох, разработать магнитную геохронологическую шкалу, позволяющую по сочетанию эпизодов нормальной и обратной полярностей определить возраст геологических образований.

Упругие свойства. Вследствие упругости все твердые тела оказывают сопротивление сжатию или растяжению, а также усилиям, направленным на изменение их формы, например, путем закручивания. Если оказать давление на горную породу, то она несколько деформируется, частицы породы при этом сожмутся, уплотнятся. После того как приложенная сила будет устранена, частицы породы возвратятся в первоначальное состояние и их взаимное расположение полностью восстановится. Такая деформация называется упругой, а сами породы упругими.

Если в массиве горных пород происходит взрыв, то возникают упругие колебания, распространяющиеся подобно волнам на воде во всех направлениях. Они переходят

последовательно от одной частицы горных пород к другой все дальше и дальше от источника сотрясения. Такие колебания называются упругими или сейсмическими волнами.

Различают два основных типа упругих волн – продольные Р и поперечные S. В продольной волне движение частиц горных пород происходит по направлению ее распространения, т.е. вперед и назад подобно толчкам паровоза, которые передаются от одного вагона к другому. Продольные волны (волны сжатия и растяжения) вызывают периодическое изменение объема той среды, через которую проходят. Продольные волны могут распространяться в твердых, жидких и газообразных средах.

Поперечные волны вызываются периодическими сдвигами или кручением вещества в противоположные стороны, они обуславливают изменение формы тела без изменения объема. Направление колебаний частиц в поперечных волнах перпендикулярно направлению распространения волны. Поперечные волны могут распространяться только в твердых телах, где частицы достаточно жестко связаны между собой. Скорость распространения продольных волн значительно выше скорости распространения поперечных волн.

По характеру и скорости прохождения упругих волн от места их появления (например, землетрясения или искусственные взрывы) можно изучать особенности геологического строения Земли, оценивать степень сейсмичности района, вести поиски и разведку месторождений нефти и газа, рудных месторождений, решать различные инженерно-геологические задачи.

Теплота Земли. Внутреннее тепло Земли играет важнейшую роль в геологических процессах. Проявление его на поверхности определяется рядом факторов, прежде всего теплопроводностью горных пород.

Теплопроводность – способность вещества передавать тепловую энергию. Чем выше теплопроводность горной породы, тем за меньшее время через нее будет передано большее количество тепла. Теплопроводность характеризуется коэффициентом теплопроводности, который измеряется количеством тепла, проходящего через тело, имеющее форму куба с ребром 1 см в течение 1 с, если на противоположных гранях поддерживается разность температур в 1 К.

В естественных условиях теплопроводность может колебаться в очень широких пределах – от 418,7 до 8,40 Вт/(м·К). Теплопроводность пород зависит от минерального состава, размера зерен, их ориентировки, пористости и влажности пород, температуры и давления и т.д. Теплопроводность океанических осадков равна 0,8 Вт/(м·К), песков 2,5 Вт/(м·К), метаморфических пород 4,2 Вт/(м·К). Для характеристики термального режима земных недр применяется *геотермический градиент* – величина изменения температуры на единицу глубины (100 м или 1 км). Средний геотермический градиент равен 30 °С/км. На глубине 10 км температура среды должна составлять 300 °С, на 100 км – 3000 °С и т.д. Однако это справедливо лишь для поверхностных частей земной коры. Если бы такой градиент сохранился до центра Земли, то во внутренних областях температура была бы столь высокой (200 000 °С), что наша планета попросту взорвалась. Сейчас не вызывает сомнения, что с глубиной температура повышается все медленнее. В центре Земли она, вероятно, не превышает 4000 °С.

Вблизи дневной поверхности геометрический градиент непостоянен и колеблется от 5 до 200 °С/км. Наиболее низок он в областях, закончивших активную жизнь в ранние геологические эпохи. Так на Украинском щите геотермический градиент равен 8,3 °С/км, в Закарпатской впадине – 35,7 °С/км, а в районах современных действующих вулканов он достигает 200 °С/км.

Иногда для характеристики тепловых свойств Земли пользуются таким понятием, как *геотермическая ступень* – количество метров, на которые надо погрузиться в глубь Земли, чтобы температура поднялась на 1°С. Очевидно, в областях с высоким геотермическим градиентом геотермическая ступень будет незначительной (5 – 10 м/°С) и, наоборот, в областях с низким геотермическим градиентом – максимальной (100 – 120 м/°С).

Произведение геотермического градиента на теплопроводность среды называется *тепловым потоком*. Среднее мировое значение теплового потока равно $4,9 \times 10^{-6}$ Вт/см². Тепловой поток через поверхность Земли по отдаче энергии в единицу времени в 10 – 100 раз превосходит среднюю энергию, которая освобождается при землетрясениях и вулканической деятельности.

1.4. Строение и состав Земли

Прямыми геологическими методами (наблюдения в обнажениях, горных выработках и скважинах) можно изучать лишь самые поверхностные слои земной коры. Поэтому недра Земли, ее внутреннее строение исследуются косвенными методами, основанными на изучении гравитационного поля Земли, распространения в ней сейсмических волн и анализе других физических свойств.

Сейсмические волны дают основную информацию о строении и физическом состоянии земных недр. Хорватский геофизик и сейсмолог Андрей Мохоровичич в 1909 г. обнаружил, что на глубине около 54 км скачкообразно увеличивается скорость распространения сейсмических волн с 6,7—7,6 до 7,9—8,2 км/сек и поперечных — с 3,6—4,2 до 4,4—4,7 км/сек. Плотность вещества также возрастает скачком, предположительно, с 2,9—3 до 3,1—3,5 т/м³. Было замечено, что сейсмограмма неглубоких землетрясений имеет два и более акустических сигнала: прямой и преломленный.

Эта граница, получившая название границы Мохоровичича, или границы М (Мохо), отделяет самый верхний поверхностный слой Земли (земную кору) от лежащей глубже оболочки, или мантии Земли.

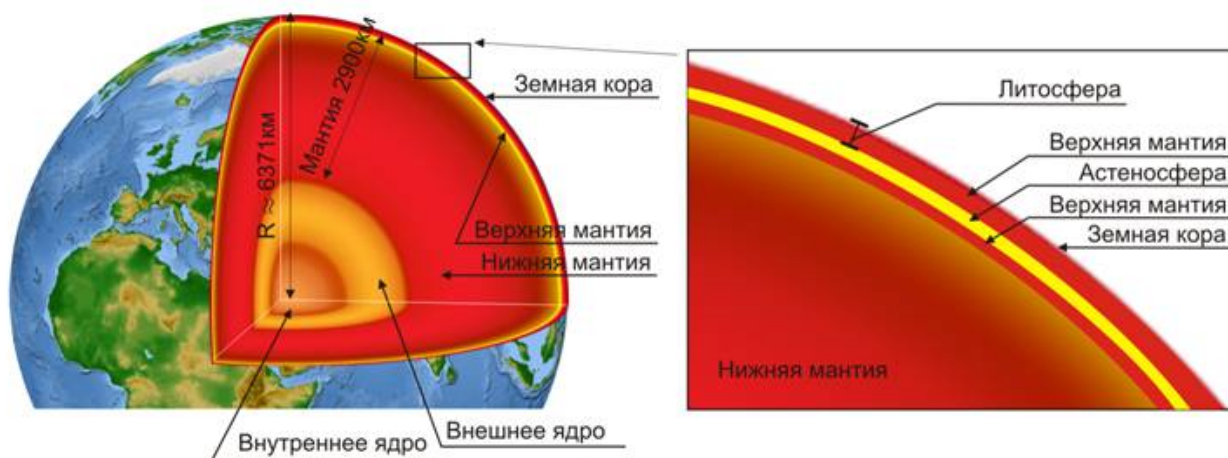


Рис. 1.36. Внутреннее строение Земли

Впоследствии ниже границы Мохо были установлены другие сейсмические границы, где скорости распространения упругих волн меняются скачкообразно или же меняется их производная, т.е. скорость нарастания этих скоростей с глубиной. Соответственно были выделены сейсмические разделы первого (граница Мохо, границы между нижней мантией и ядром, между внешним и внутренним ядром) и второго порядков (граница между верхней и нижней мантией). Это дало возможность австралийскому геофизику К. Буллену разделить недра Земли на семь слоев (рис. 1.36).

Земная кора – это наиболее изученный слой Земли, поскольку полезные ископаемые наша цивилизация получает пока из этого слоя. Кроме того, она является предметом изучения «Общей геологии».

Верхняя мантия достигает глубин 30 – 400 км и подстилает земную кору; сложена, главным образом, ультраосновными породами типа дунита, перидотита.

В пределах верхней мантии в интервале 70 – 250 км отмечается слой размягчения, или астеносфера.

С астеносферой связано положение фокусов многих землетрясений, свидетельствующих об ее активной роли в развитии геологических процессов. Земная кора вместе с частью верхней мантии до слоя астеносферы образует единый жесткий слой, который называется *литосферой*.

Промежуточный слой, или переходная зона, размещается на глубинах 400–950 км. Состав его тот же, что и верхней мантии, но здесь в породах увеличивается содержание минералов с повышенной плотностью.

Нижняя мантия находится на глубинах 950 – 2900 км. Высокая плотность вещества в этом слое, очевидно, связана с сильным сжатием и появлением при относительно высоких температурах плотных модификаций кремнезема, оксидов железа и магния.

Внешнее ядро расположено на глубинах 2900 – 4980 км, состоит предположительно из расплавленного железа с примесью кремния, никеля и серы.

Промежуточный слой находится на глубинах 4980 – 5120 км, выделяется по физическим свойствам.

Внутреннее ядро Земли, по-видимому, имеет состав внешнего ядра, но в результате сверхвысокого давления находится в твердом состоянии.

1.5. Строение земной коры

Земная кора отделена от мантии поверхностью Мохоровичича — нижняя граница земной коры, на которой происходит резкое увеличение скоростей продольных сейсмических волн.

Глубина залегания этой поверхности различна: на континентах от 35 до 70 км, в океанах от 5 до 15 км; в среднем – 33 км. На долю земной коры приходится около 0,8 % всей массы планеты.

По особенностям геологического строения, геофизической характеристике, химическому составу земную кору делят на континентальную, океаническую и промежуточную.

Континентальная кора. Покрывает третью часть поверхности земного шара. Она присуща континентам, мелководным зонам морей и океанов (шельфам) и крупным островам. Тектоническая структура материков в целом значительно древнее, чем океанов. Как на материках (с переходными зонами), так и в океанах различаются тектонические области относительно более древние и устойчивые, более молодые и мобильные.

В строении континентальной коры выделяют три слоя, которые условно называют осадочным, гранитным и базальтовым (рис. 1.37).

Верхний слой состоит преимущественно из осадочных горных пород. Магматические (вулканические, пирокластические) и метаморфические (глинистые сланцы) образования имеют небольшое значение.

Гранитный слой – специфическая принадлежность континентальной коры. Во многих местах земного шара он обнажается на дневной поверхности, вскрыт скважинами. Изучение гранитного слоя показало, что сложен он гранитами, гнейсами, слюдястыми сланцами. Максимальные мощности гранитного слоя (до 40 км) установлены под молодыми горно-складчатыми сооружениями; в некоторых местах континентов слой выклинивается, образуя так называемые “базальтовые окна” (Прикаспийская, Мексиканская синеклизы).

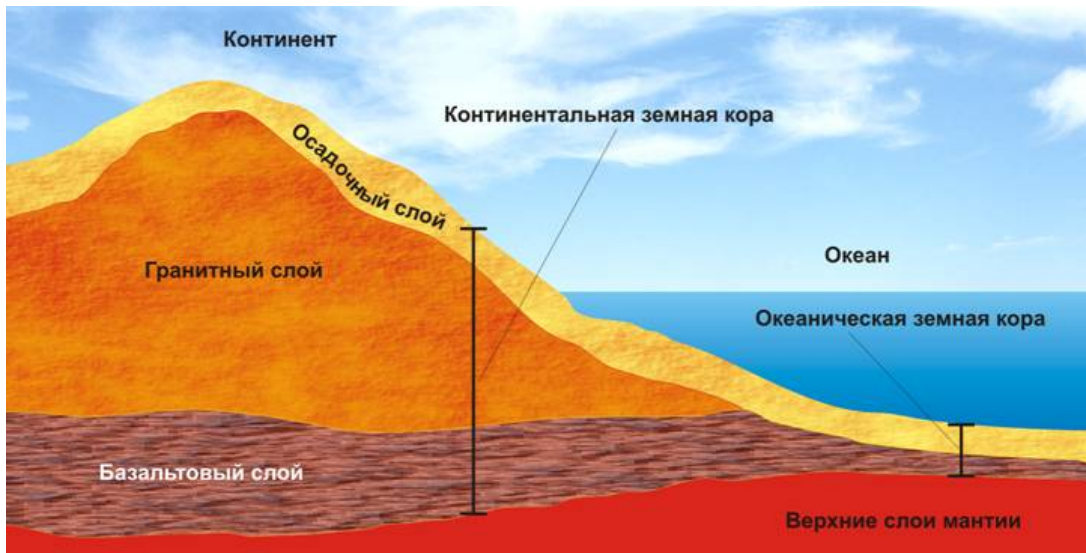


Рис. 1.37. Строение континентальной и океанической коры

Базальтовый слой залегает в основании коры. На дневной поверхности достоверно не обнажается и скважинами не вскрыт. О его составе судят по сейсмологическим данным.

Континентальная кора в структурном отношении подразделяется на платформы и орогены (горноскладчатые сооружения).

В пределах платформ выделяются структуры более мелкого масштаба – щиты, плиты, авлокогены (рис. 1.38).

Щиты – это выходы на земную поверхность гранитной оболочки, образующие остов континентов (Украинский, Балтийский, Канадский и др.).

Плиты – области континентов, в пределах которых гранитная оболочка перекрыта толщей осадочных пород (Восточно-Европейская, Сибирская).

Авлокогены – удлиненные узкие грабенообразные впадины, заполненные осадочными породами.

Горноскладчатые сооружения образуют линейно вытянутые цепи горных сооружений, сложенных разнообразными и сильно нарушенными (дислоцированными) горными породами. Примером может служить Альпийско-Гималайский и Тихоокеанский пояса, Урал.

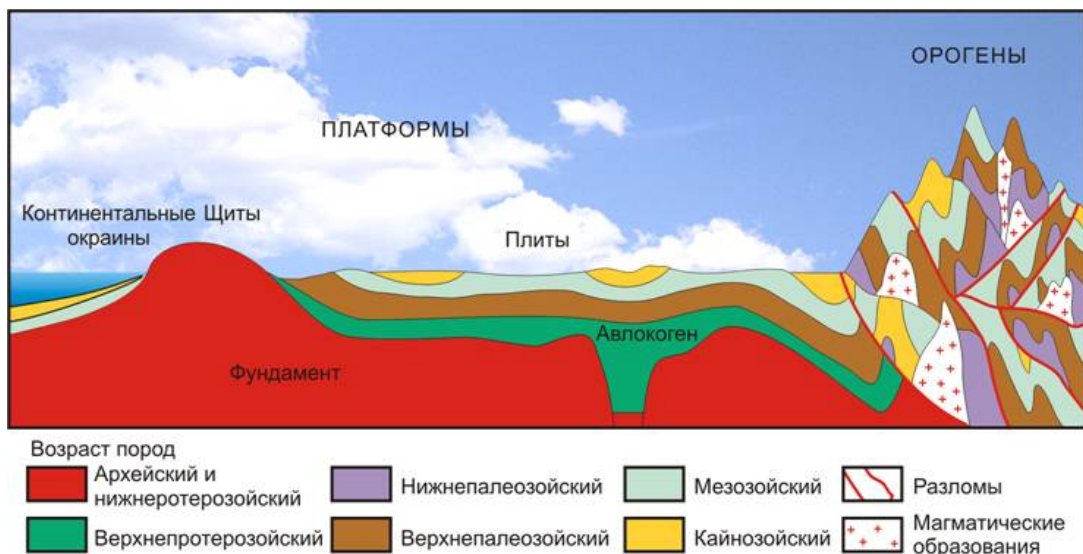


Рис. 1.38. Строение континентальной коры

Характерная особенность строения континентальной коры – наличие сравнительно резкого увеличения ее мощности под горными сооружениями. Максимальные мощности (свыше 70 км) установлены под Гималаями. Обычно в горных районах мощность коры измеряется от 50 до 65 км, а под равнинами от 35 до 45 км. Эта особенность строения горных массивов получила название *корней гор*.

Океаническая кора по своему строению принципиально отличается от континентальной. Она состоит из двух слоев: верхнего – осадочного, нижнего – базальтового. Общая мощность океанической коры варьирует от 5 до 15 км.

Первый – осадочный слой покрывает дно морей и океанов. Осадочный слой океанов образовался в основном за счет выноса осадочных веществ реками с континентов, собственно океанического осадконакопления и вулканической деятельности. Мощность осадочного слоя океанов колеблется от нескольких метров до 2 км вблизи континентов. Увеличение мощности до 1 км отмечено на ряде крупных подводных плато и возвышенностей, удаленных от материков. Аномально высокие мощности осадочного слоя установлены по перифериям океанов. Например, по окраине Атлантического океана выявлены осадочные тела (линзы), мощность которых превышает 15 км.

Второй – базальтовый слой океанической коры сложен чередующимися между собой базальтовыми лавовыми потоками, брекчиями, вулканическими пеплами и долеритовыми дайками. Верхняя часть слоя формировалась в условиях подводного вулканизма, о чем свидетельствуют шаровые поверхности базальтовых потоков, напоминающие гигантские колбасы или причудливо переплетающиеся слоновьи хоботы.

Ложе океанов содержат следующие структуры: срединно-океанические рифтовые пояса, стабильные области – океанические плиты.

Рифтовые пояса (или зоны спрединга) океанов характеризуются резким продольным расчленением на узкие гряды и ложбины на фоне общего пологого поднятия, высоким тепловым потоком и полосовидными аномалиями геомагнитного поля. *Спрединг* – зона раздвижения океанических литосферных плит. Рифтовые пояса пересекаются многочисленными поперечными трансформными разломами на сегменты, смещённые в плане друг относительно друга.

Океанические литосферные плиты представлены магматическими породами (базальтами). Образуются они в результате кристаллизации расплава в зонах спрединга и движения в сторону континентов. Океаническая кора как более тяжелая, подходя континентальной подныривает под нее, образуя зоны субдукции (рис. 1.39). Эти зоны четко просматриваются на границе океанов и континентов в виде океанических впадин (Зондский желоб, Пуэрто-Рико, Марианская впадина).

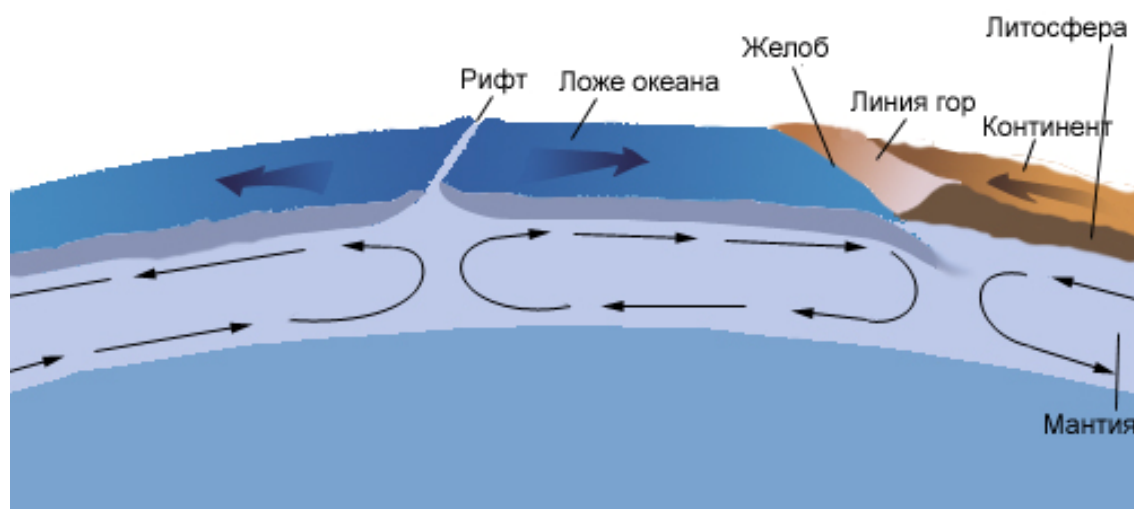


Рис. 1.39. Раздвижение океанической коры и формирование рифтов и субдукционных зон

Промежуточная, или *переходная* кора, имеет признаки как континентальной, так и океанической коры, в связи с чем различают два ее подтипа: субконтинентальный и субокеанический.

Субконтинентальная кора состоит из осадочного, гранитного и базальтового слоев. Гранитный слой, в отличие от континентов, имеет существенно сокращенную мощность. Более того, между ним и расположенным ниже базальтовым слоем нет резкой границы. Общая мощность субконтинентальной коры 30 – 35 км.

Субокеаническая кора по своему строению тождественна с океанической корой, но отличается значительно увеличенной мощностью осадочного слоя (до 20 км). Гранитный слой практически отсутствует, и с глубиной происходит как бы постепенное уплотнение осадочных пород. Мощность субокеанической коры 30 – 35 км.

1.6. Химический состав Земли

Основу определения химического состава Земли составляют данные химических анализов поверхностных частей земной коры (15 – 20 км). Суждения о химическом составе более глубоких частей Земли опираются на косвенные данные, получаемые с помощью геофизических методов и подкрепляемые изучением вещественного состава метеоритов. Исходя из предположения, что планеты земной группы и большинство метеоритов этой части Солнечной системы имеют один и тот же состав, допускают, что некоторые метеориты могут соответствовать веществу внутренних частей Земли.

Валовой химический состав Земли, очевидно, во многом определяется составом и относительными количествами вещества мантии и ядра. Масса ядра составляет 32,4% массы Земли, а масса мантии и коры – 67,6%. По Б. Мейсону, ядро состоит из железо-никелевого сплава, имеющего состав металлической фазы хондритов (каменных метеоритов), и троилита в количестве 5,3%, а мантия и кора имеют состав силикатной фазы хондритов. Ниже приводится рассчитанный химический состав Земли (%), по Б. Мейсону: Fe = 34,63; O = 29,53; Si = 15,20; Na = 0,57; Co = 0,26; Cr = 0,22; Mg = 12,70; Ni = 2,39; S = 1,93; Mn = 0,13; P = 0,10; K = 0,07; Ca = 1,13; Al = 1,09; Ti = 0,05.

Эти результаты показывают, что около 90% массы Земли составляют четыре элемента – Fe, O, Si и Mg. В количествах, превышающих 1% находятся только Ni, S, Ca и Al. Семь элементов – Na, K, Cr, Co, P, Mn, Ti присутствуют в количествах 0,1 – 0,6%. Таким образом, Земля построена из 15 элементов, доля остальных элементов составляет менее 0,1%.

Характерная особенность земной коры – существенное преобладание в ее составе легких элементов – кислорода, кремния, алюминия, что обуславливает относительно низкую ее плотность. Среднее массовое содержание химического элемента в земной коре называется его *кларком* (по имени американского исследователя П.Ф. Кларка, 1924 г.)

1.7. Возраст Земли

Первые попытки определить возраст Земли были предприняты еще в XVIII в. английским астрономом Э. Галлеем и основаны они на толковании Библии. Возраст Земли он определил из предположения о засолении Мирового океана реками. Зная соленость океана и количество солей, ежегодно выносимых реками в океан, Э. Галлей оценил возраст Земли в 10 тыс. лет. Эта оценка была близкой к канонической дате сотворения мира, принятой тогда богословами (5 – 7 тыс. лет назад).

Позднее, в том же веке, французский естествоиспытатель Бюффон, исходя из предположений о первичном огненно-жидком состоянии Земли, определил время, необходимое для ее остывания, в 75 тыс. лет. Это значение, основанное на экспериментальных данных измерения скорости остывания нагретых каменных шаров, Ж. Бюффон принимал в качестве минимального возраста нашей планеты.

Попытки оценить возраст планеты продолжались и позднее. Так, в середине

прошлого века английский физик У. Томсон (Кельвин) уточнил расчеты Ж. Бюффона и определил время остывания земного шара в 20 млн лет, а в начале XX века Д. Джоли уточнил расчеты Э. Галлея и на основе своей оценки вымывания реками ионов натрия и хлора из горных пород оценил возраст планеты в 210 – 340 млн лет.

В этих и других попытках решения названной проблемы использовалась естественная единица времени, принятая человечеством, – продолжительность солнечных суток. Эта единица времени основана на работе естественных “часов” – суточного вращения Земли вокруг оси. Однако развитие более точных методов определения временных интервалов позволило выявить погрешности хода этих “часов”, обусловленные изменениями скорости вращения Земли. Так, установлено, что сезонная циркуляция атмосферы, вызывающая изменения направления господствующих ветров, создает дополнительный момент вращения, приводящий к сезонным изменениям продолжительности солнечных суток. В марте продолжительность суток больше, чем в августе, и эти изменения достигают нескольких миллисекунд. Установлены также непериодические изменения продолжительности суток. Всего за 40 лет (с 1870 по 1910 гг.) продолжительность суток возросла на 0,0007 с.

Геологические данные свидетельствуют о том, что в древние времена продолжительность суток была меньше современной.

Изучая строение раковин моллюсков наутилоидей (*Nautilus Pompilius*), геологи установили, что эти раковины, имеющие форму совершенной логарифмической спирали, формируются в соответствии с суточным и месячным (лунным) ритмом. Раковина *Nautilus Pompilius* содержит до 30 – 31 перегородки, фиксирующих месяцы жизни моллюска, а суточный темп нарастания раковины отображается в виде характерных штрихов. И если у современных моллюсков между перегородками насчитывается 29 – 30 суточных штрихов, то у ископаемых раковин этого вида их количество значительно меньше. Так, у моллюсков, живших 30 млн лет назад, всего 25 полос, 70 млн лет назад – 17 полос и 400 млн лет назад – 9 полос. По расчетам, это свидетельствует о значительно более высокой скорости вращения Земли вокруг своей оси, при которой продолжительность суток составляла всего около 10 часов. При этом Луна находилась на более низкой орбите – около 150 тыс. км (современное удаление около 380 тыс. км), а на поверхности Земли (в основном в гидросфере) под действием притяжения Луны возникали крупные приливные “горбы”. При разрушении этих “горбов” на берегах и трении их о дно Мирового океана происходят торможение вращения Земли и “разгон” Луны на орбите. Таким образом, можно объяснить современное увеличение продолжительности суток на 17 с за 1 млн лет и, кроме того, оценить возраст Земли по времени замедления ее вращения до современной скорости, а также по времени перехода Луны на современную орбиту. Эта оценка возраста Земли составляет 4 млрд лет.

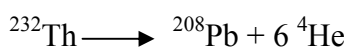
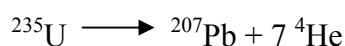
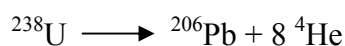
Достаточно грубые допущения, лежащие в основе этого метода, приводят к тому, что оценка возраста Земли оказывается приближенной. Практически с помощью приливного метода можно считать достоверным определение лишь порядка продолжительности существования системы Земля – Луна. Иными словами, можно считать, что возраст Земли, определяемый приливным методом, измеряется не тысячами и миллионами, а миллиардами лет.

Более точно установить возраст Земли можно на основе изучения времени образования горных пород. Для определения возраста пород в геологии используют две группы методов, позволяющих оценить абсолютный возраст – промежуток времени, прошедший с момента образования породы, в единицах времени, т.е. в годах, и относительный возраст – возраст пород по сравнению с выше- или нижележащими породами (таким образом можно лишь сравнить две породы и оценить, какая из них моложе, а какая древнее).

Методы определения абсолютного возраста горных пород. Абсолютный возраст пород определяют с помощью изотопных методов, использующих исключительно

стабильную скорость распада радиоактивных элементов, содержащихся в горных породах и минералах. Впервые идея определения абсолютного возраста геологических образований с помощью радиологических методов была высказана в 1903 г. П.Кюри.

Изотопы – атомы определенного химического элемента с разными количествами нейтронов (N) и протонов (z) в ядре. Число протонов z в ядре соответствует номеру химического элемента в периодической системе Менделеева. Каждый изотоп определяется массовым числом: $A=N+z$. Например, ^{204}Pb – изотоп свинца с массовым числом $A=204$. Явление радиоактивности выражается в самопроизвольном распаде ядер неустойчивых изотопов и в переходе их в устойчивые изотопы или новые элементы. Явление сопровождается излучением альфа-, бета-частиц и выделением энергии в виде гамма-излучения. Например, распад изотопов урана 235, 238 и тория 232 происходит с образованием свинца и выделением гелия.



Считается, что скорость радиоактивного распада строго постоянна во все отрезки геологического времени. Зная скорость распада радиоактивного элемента и определяя содержание начальных и конечных продуктов распада, можно судить о возрасте геологических объектов – пород, метеоритов и т.д.

Скорость распада обычно оценивается периодом полураспада, т.е. отрезком времени, в течение которого распадается половина атомов исходного (материнского) изотопа.

- превращение ^{238}U в стабильный изотоп свинца ^{206}Pb происходит за $4,53 \times 10^9$ лет;
- превращение изотопа тория ^{232}Th в стабильный изотоп свинца ^{208}Pb происходит за $13,9 \times 10^9$ лет;
- сложный распад изотопа калия ^{40}K с превращением в кальций ^{40}Ca и аргон ^{40}Ar происходит за $1,3 \times 10^9$ лет;
- превращение изотопа углерода ^{14}C в азот ^{14}N происходит за 5750 лет.

Таким образом, сущность определения абсолютного возраста заключается в следующем. Продукты распада накапливаются в породе с момента ее образования и с течением времени их количество увеличивается, а количество нераспавшегося элемента соответственно – сокращается. Соотношение этих двух величин (в граммах) находится в зависимости от двух параметров – скорости процесса распада и его продолжительности, т.е. от периода полураспада элемента и возраста пород.

Методы определения абсолютного возраста горных пород:

- свинцово-изотопный метод (свинцово-урано-ториевый);
- калий-аргоновый;
- радиоуглеродный.

Свинцово-изотопный метод характеризуется высокой достоверностью, так как возраст пород можно определить по трем независимым изотомам ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , которые являются продуктами распада ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th . Совпадение или наоборот расхождение результатов позволяет делать заключение о достоверности определения возраста. Если полученные по трем изотомам данные не расходятся более чем на 10%, то такой результат считается достоверным.

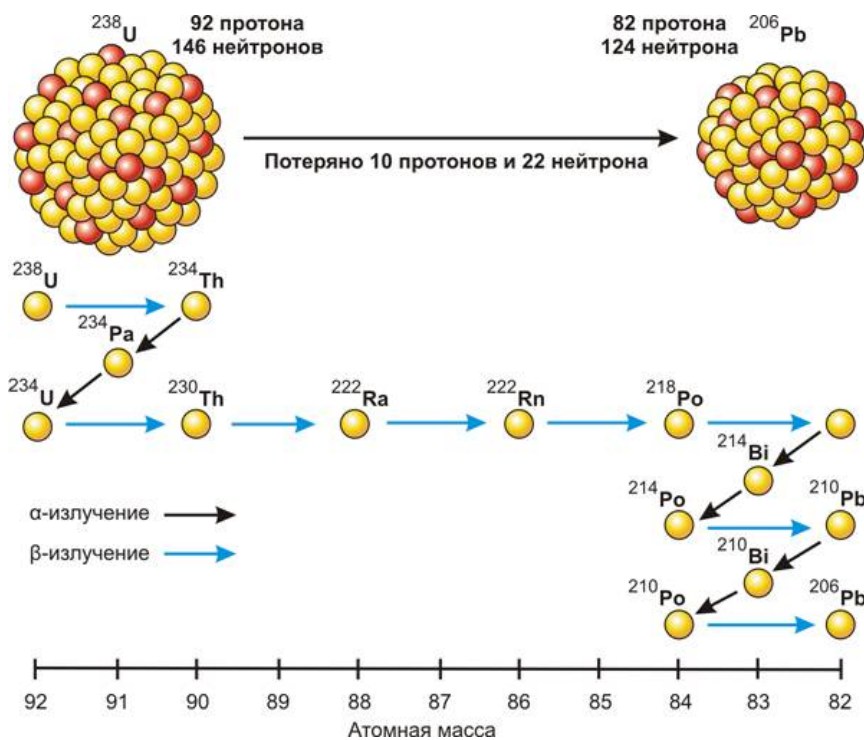


Рис. 1.40. Свинцово-ураново-ториевая реакция распада

Калий-аргоновый метод заключается в следующем. Изотоп ^{40}K при распаде превращается в ^{40}Ca (88%) и инертный газ аргон (Ar – 12%). Возраст пород определяется по количеству аргона, который хорошо сохраняется в их кристаллических решетках, а также по периоду полураспада изотопа ^{40}K . Недостаток – не сохраняется при 300°C .

Радиоуглеродный метод применяется для определения возраста наиболее молодых пород, содержащих остатки растительного и животного происхождения. Суть метода состоит в следующем. В верхних слоях атмосферы под влиянием космического излучения ^{14}N превращается в радиоактивный изотоп углерода ^{14}C , который вместе с обычным углеродом ^{12}C принимает участие в процессах фотосинтеза и входит в состав растений и животных. С этого момента ^{14}C распадается с образованием азота, и этот процесс продолжается после гибели животных и растений. Возраст определяют по нераспавшему изотопу ^{14}C .

Точность радиологических методов находится в прямой зависимости от возраста горных пород и периода полураспада радиоактивного элемента, по которому этот возраст определяется. Так, углеродный метод обладает точностью до ± 50 лет, калий-аргоновый ± 10 млн лет, свинцово-изотопный ± 100 млн лет.

Различия в периодах полураспада материнских изотопов позволяют использовать изотопные методы для датировки различных по продолжительности временных интервалов. Так, при возрасте пород в интервале 2000 – 60 000 лет обычно применяют радиоуглеродный метод, при возрасте 100 тыс. лет и более – калий-аргоновый метод, при возрасте 5 млн лет и более – стронциевый, при возрасте 30 млн лет и более – свинцово-урано-ториевый.

Практическое использование изотопных методов для определения возраста горных пород существенно осложнено необходимостью выделения стабильных (дочерних) изотопов только радиогенного происхождения с учетом возможности привноса (или выноса) части продуктов распада и т.д.

Практическое определение абсолютного возраста горных пород осуществляется обычно на некоторых распространенных минералах, содержащих иногда в виде примесей, радиоактивные элементы.

Изотопные методы используются и для оценки возраста Земли в целом. Однако возраст образцов пород земной коры может свидетельствовать лишь о минимальной оценке

планетарного возраста, когда кора уже сформировалась, поэтому наиболее близок к минимальному планетарному возраст древнейших пород Земли. К ним относятся гнейсы в штате Миннесота в США, возраст которых определен в 3,55 млрд лет. В Гренландии английскими учеными были найдены гранито-гнейсы от светло-серого до черного цвета возрастом около 3,8 млрд лет. В последние годы в Антарктиде ученые обнаружили крупные массивы чарнокитов – древнейших магматических пород мощностью 10 – 15 км, обнажающихся на поверхности. Возраст этих пород определен в $3,9 \pm 0,3$ млрд лет, т.е. примерно в 4 млрд лет.

Таким образом, минимальный возраст нашей планеты превышает 4 млрд лет. Для оценки ее максимального возраста можно использовать данные определения возраста метеоритов, который составляет 4,5 – 4,6 млрд лет. Эта оценка, с которой согласуются результаты определения возраста лунных пород, может быть принята в качестве возраста нашей планеты

Палеомагнитный метод определяет остаточную намагниченность минералов. Векторы первичной и всех последующих намагниченностей в минералах–магнетиках сохраняются, а их ориентировка может быть изменена по отношению к сторонам света. Сопоставление таких данных по разным регионам позволяют установить разновозрастные породы, а также делать выводы об изменении условий залегания и перемещении в пространстве пород с одинаковым абсолютным возрастом. Наиболее достоверно шкала геомагнитной полярности разработана для последних 70 млн лет применительно к новообразованиям океанического дна.

Методы определения относительного возраста горных пород основаны на их сравнительном анализе и выявлении более древних и более молодых пород. Эти методы не позволяют установить продолжительность геологического процесса (например, накопления пласта осадков) в абсолютных единицах времени, но с высокой точностью определяют относительный возраст совместно залегающих пород. В настоящее время разработано и успешно применяется несколько таких методов, основными из которых являются стратиграфический, петрографический и палеонтологический.



*Рис. 1.41. Никопольское месторождение марганцевых руд.
Вышележащий пласт всегда моложе нижележащего*

Стратиграфический метод. Основан на выяснении взаимоотношений пластов горных пород, исходит из так называемого принципа суперпозиции, сформулированного Н. Стено, в соответствии с которым нижележащий пласт образовался раньше вышележащего и, следовательно, является более древним (рис. 1.41).

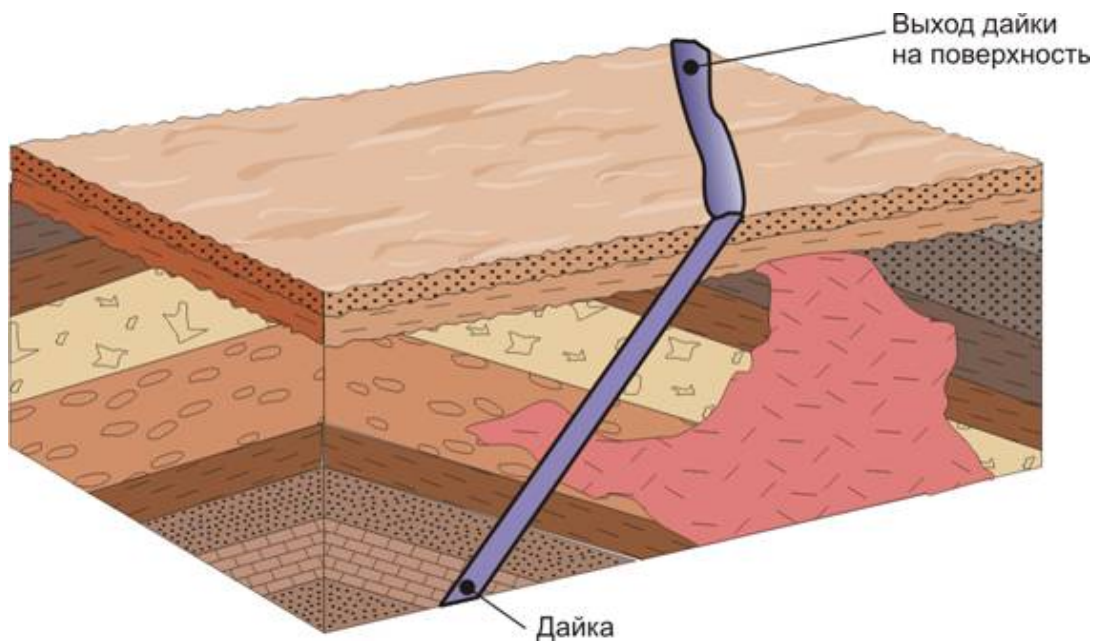


Рис. 1.42. Блок-диаграмма горных пород.
Секущие тела всегда моложе стратифицированных толщ

Петрографический метод основан на изучении и сравнении состава пород в пределах одного района. Сопоставление разновозрастных пород в разрезах скважин обычно проводят с помощью линий корреляции, позволяющих проследить изменения мощности изучаемых пород. Однако в случае быстрой изменчивости в пространстве пластов одного и того же возраста или частой повторяемости аналогичных по составу пород применение этого метода ограничено. Тем не менее, при сравнении метаморфических и магматических пород петрографический метод является едва ли не единственно возможным (рис. 1.40).

Палеонтологический метод является одним из важнейших и наиболее распространенных методов определения относительного возраста горных пород (рис. 1.43). Суть этого метода состоит в определении возраста пород с помощью изучения ископаемых организмов. Он основан на следующих принципах: эволюционности развития органического мира, этапности смены не повторяющихся во времени комплексов организмов; необратимости эволюции органического мира.

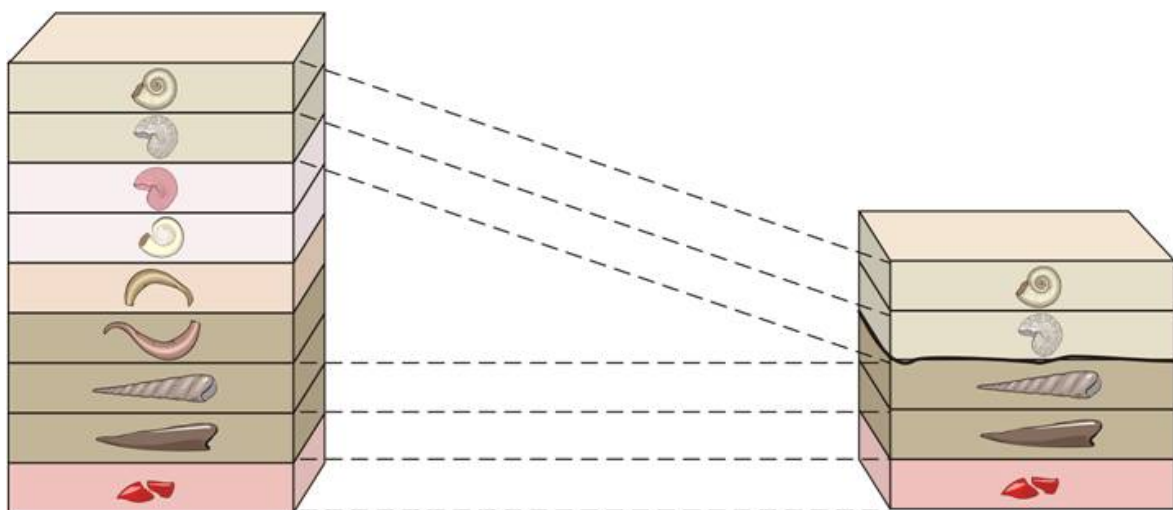


Рис. 1.43. Фаунистически охарактеризованные толщи горных пород

1.8. Геохронология Земли и геохронологическая шкала

Геохронология – (от греч. *гео* – Земля, *хронос* – время, *логос* – учение) – учение о возрасте, продолжительности и последовательности формирования горных пород, слагающих земную кору.

Изучение органических остатков в различных районах, а также выяснение последовательности напластования горных пород позволили к концу XIX в. выработать представление о единой стратиграфической шкале, охватывающей весь известный разрез земной коры (рис. 1.37).

Геохронологическая шкала подразделяет историю Земли на отрезки времени, на которые приходится накопление определенных толщ горных пород. Такая единая шкала была принята в 1881 г. на Международном геологическом конгрессе в Болонье (Италия), в последующем в нее внесен ряд изменений и дополнений (*Приложение 1*).

По степени изученности история земной коры делится на две неравные части. Лучше изучены последние 550 млн лет (палеозойская, мезозойская и кайнозойская эры, которые объединяются в фанерозой) и в самых общих чертах докембрий – огромный интервал времени, охватывающий археозойскую и протерозойскую эры (550 – 3500 млн лет).

Основными подразделениями этой шкалы являются эонотема (эон), эратема (эра), система (период), отдел (эпоха).

Эон отрезок времени геологической истории планеты Земля.

В геологии различают четыре эона:

- Фанерозой 542 млн. лет (от 542 до н.в.).
- Протерозой 1958 млн. лет (от 2500 до 542 млн. лет тому назад).
- Архей 1300 млн. лет (от 3800 до 2500 млн. лет тому назад).
- Катархей 770 млн. лет (от 4570 до 3800 млн. лет тому назад).

В свою очередь фанерозой подразделяется три основных этапа:

- палеозойская,
- мезозойская,
- кайнозойская.

В свою очередь каждая эра подразделяется на несколько систем, а каждая система на эпохи. Каждому подразделению геохронологической шкалы присуще появление или исчезновение тех или иных представителей органического мира (классы, роды, виды).

На международных геологических конгрессах установлены буквенные и цветные обозначения номенклатуры геохронологической шкалы, которые общеприняты во всех странах и применяются при составлении геологических документов. Так, например, мезозойская эра (Mz) разделяется на триасовый (T), юрский (J) и меловой (K) периоды. Названия периодов и систем имеют географическое происхождение или отражают особенности наиболее характерных отложений: пермская система – по названию бывшей Пермской губернии, юрская – от Юрских гор в Швейцарии, меловая – по широкому распространению белого пясчег мела и т.д. Далее кратко рассматриваются основные этапы формирования планеты Земля.

Догеологический этап. 4,5 млрд лет назад Земля представляла собой гигантский раскалённый шар, образовавшийся из “слеplенных” друг с другом небольших космических тел (рис. 1.44.). В расплавленных недрах планеты твёрдые частицы опускались к центру, образуя ядро, а лёгкие поднимались к поверхности. Извергались вулканы, сверкали молнии, кометы и метеориты бомбардировали поверхность Земли. В этот период образовалась первая атмосфера – воздушная оболочка, которая ещё была лишена кислорода.



Рис. 1.44. Вид поверхности Земли в догеологический период

Архейский период (5 – 2,5 млрд лет назад). В архее (от греч. “*археос*” – древний) Земля была совершенно непохожа на современную планету и окутана иной атмосферой: более половины её составлял углекислый газ, а остальное – сероводород, азот, аммиак, сернистый газ, пары воды и различных кислот. Несмотря на то, что светимость Солнца тогда была на 18 % ниже, чем в наши дни, поверхность Земли и атмосфера прогревались намного сильнее. Причина этого – парниковый эффект: из-за высокой концентрации углекислого газа тепло от нагретой солнечными лучами земной поверхности не могло уходить в космическое пространство, и температура нижних слоев атмосферы превышала +50 °С.

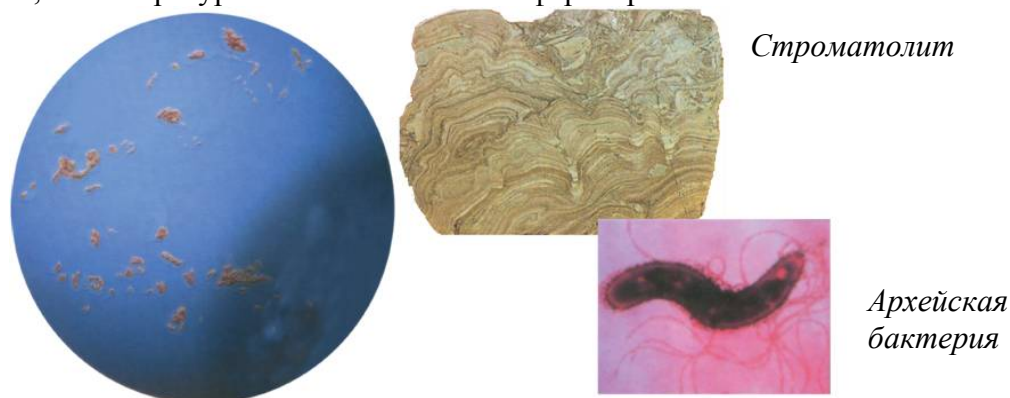


Рис. 1.45. Земля в архейское время

Вулканы вместе с другими газами извергали водяной пар. Испаряясь, он поднимался вверх и образовывал облака, а потом выпадал в виде дождей. Поднимаясь вверх, он образовывал облака, а потом в виде дождей возвращался на землю. Распределение суши и моря в архее тоже отличалось от нынешнего. Рассеянные по земной поверхности небольшие островки вообще вряд ли можно назвать сушей. Как утверждают астрономы, Луна в то время находилась ближе к Земле, и гигантские приливы и отливы регулярно обнажали морское дно на сотни километров (глубоких морских впадин тогда не было) и также регулярно скрывали под мелкой водой невысокие выступы земной коры. “Не суша и не море” – так характеризуют учёные земной ландшафт архейского времени.

В архее бактерии были единственными хозяевами планеты. Сами они почти не сохранились, но повсюду встречаются следы их жизнедеятельности – строматолиты (греч. “*строма*” – “подстилка”) (рис. 1.45). Бактерии жили исключительно в сложных сообществах, где каждая их группа выполняла строго определённую функцию. Одни

поглощали углекислый газ, другие – метан, третьи – сероводород и т.д., причём каждая зависела от слаженной работы остальных.

Жизнь тогда ещё только зарождалась и, по существу, главной её задачей было приспособиться к любым условиям.

Протерозой (2,5 млрд – 545 млн лет назад). Протерозой (от греч. “*протерос*” – более ранний и “*зоэ*” – жизнь) характеризуется появлением земной коры современного типа – более тонкой и тяжёлой океанической и гораздо более толстой и лёгкой континентальной. Континентальная кора начала объединяться в единый суперконтинент – Родиния. На полюсах образовались ледниковые шапки. Известно, что на протяжении позднего архея и протерозоя пять раз наступал ледниковый период: 2,65; 2,3; 0,9; 0,8 и 0,6 млрд. лет назад. Появились внутриконтинентальные моря.

Протерозой характеризуется образованием кислородной атмосферы и появлением озонового слоя планеты. Формируется современный объём мирового океана. Появляются многоклеточные организмы: губки, грибы. Конец протерозоя (венд) можно назвать «веком медуз». Результатом жизнедеятельности прокариотов (одноклеточные живые организмы) стало образование почвы. Живые организмы (*бактерий магнетоспириллум*) производят минерал – магнетит при обычной температуре и атмосферном давлении. В протерозое эти бактерии выполнили титаническую по своим масштабам работу, создав многокилометровые толщи железистых кварцитов по всему миру. Это знаменитые железорудные месторождения Курской магнитной аномалии в России, Кривого Рога в Украине, штата Минас-Жерайс в Бразилии.

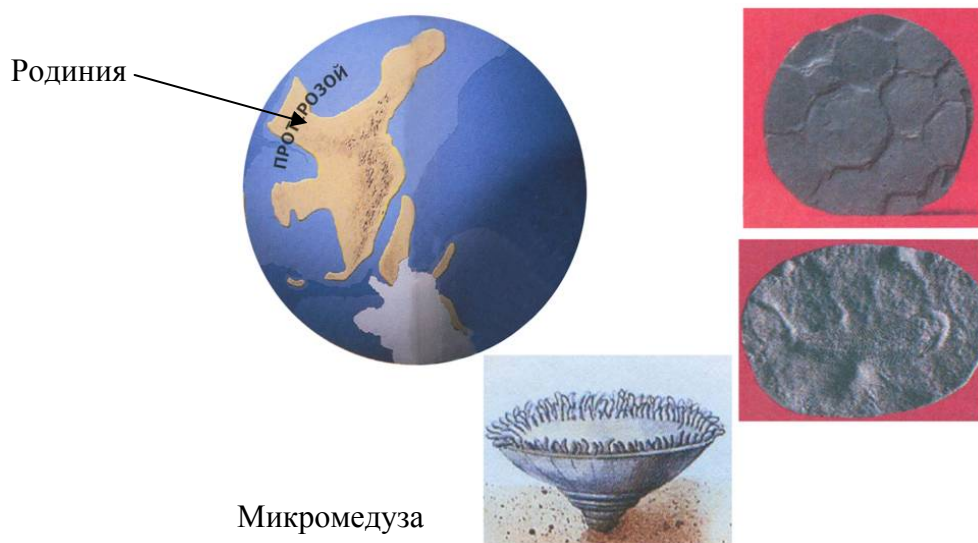
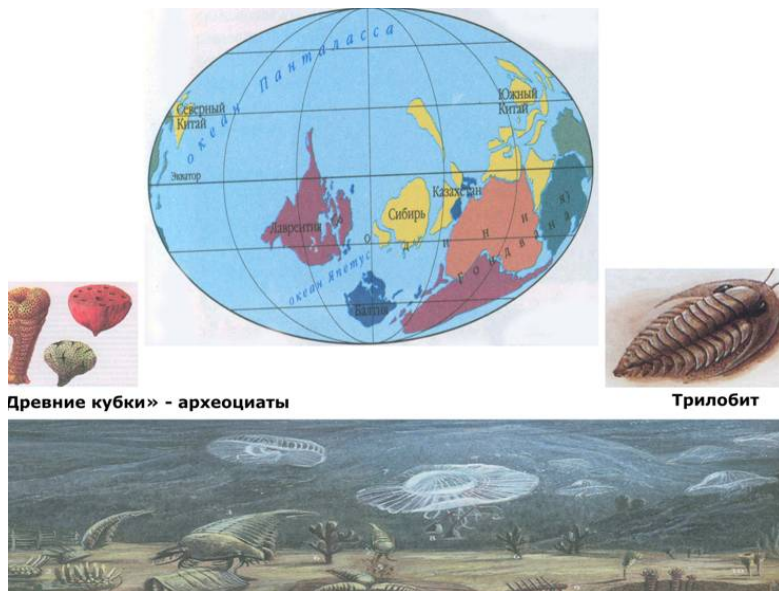


Рис. 1.46. Земля в протерозое

Палеозой. Кембрийский период (545 – 490 млн лет назад). Появилась скелетная фауна. Именно с этого периода начался новый отсчёт времени. Закончился криптозой (время скрытой жизни) и наступил фанерозой – время явной жизни. Образовываются характерные для кембрия археоциаты – первые фильтры в живой природе.

Суперконтинент Родиния продолжал распадаться на отдельные блоки; протерозойские ледники растаяли, наступил период всеобщего потепления. Вся эта континентальная масса постепенно перемещалась от Южного полюса к северу, и уже к концу кембрия основная часть земной суши и окраинных морей располагалась в низких широтах, в тропическом и субтропическом поясах. На протяжении кембрия возникли представители практически всех известных в наше время типов животного царства. Появились даже первые хордовые животные. Существовали брахиоподы, иглокожие и все классы моллюсков. Олицетворением кембрия, как и ордовика, являются трилобиты.



Древние кубки» - археоциаты

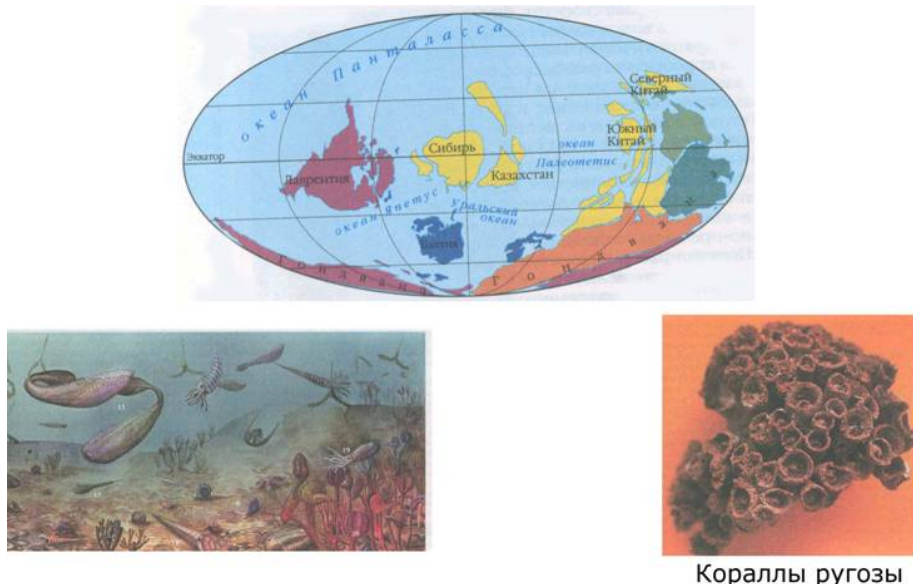
Трилобит

Рис. 1.47. Земля в кембрийское время

В начале кембрийского периода (включая и самый конец протерозоя) происходило образование громадных толщ пластовых фосфоритов – осадочных пород, насыщенных фосфатами (т.е. солями фосфорных кислот). Ими сложено богатейшее месторождение Каратау в Казахстане и не менее крупные в Китае и других регионах.

Ордовикский период (490 – 443 млн лет назад). В ордовике сложилась рифовая экосистема с гораздо большим, чем в кембрии, разнообразием организмов. Появились кораллы ругозы (рис. 1.48). Отдельные виды трилобитов в ордовике достигали 1,5 м в длину. Самыми же крупными хищниками были огромные головоногие моллюски *эндоцератиты*.

В конце ордовика произошло оледенение, которое сильно повлияло на весь облик морской фауны и вызвало одно из крупнейших в фанерозое массовых вымираний.



Кораллы ругозы

Рис. 1.48. Земля в ордовикский период. Характерные представители живой природы – кораллы и моллюски

В ордовике известно два типа крупных месторождений, образование которых напрямую связано с деятельностью организмов, – это залежи фосфоритов и горючих сланцев. Еще одним видом полезных ископаемых являются медноколчеданные руды,

образующиеся на океаническом дне в местах выходов горячих подземных растворов под названием «черные курильщики».

Силурийский период (443 – 417 млн лет назад). Столкновение континентов привело к образованию складчатой горной системы в Британии и Скандинавии, которая соединила их в новый крупный материковый массив – Еврамерику. Появились первые рыбы, раки, тип брахиопод. В классе головоногих моллюсков появилась маленькая, почти незаметная группа – *бактритоидеи*, но именно от неё в будущем, в девоне, произойдут аммониты – одни из самых известных ископаемых животных.

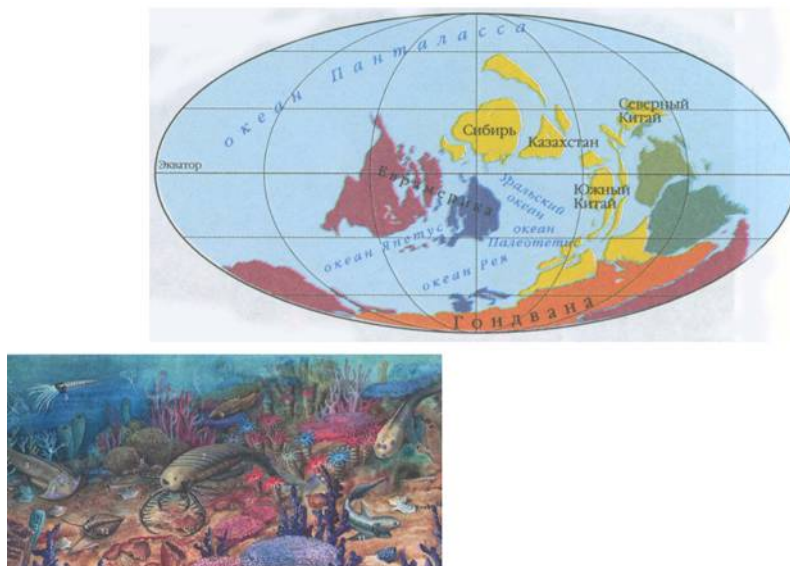


Рис. 1.49. Земля в силурийский период

Во второй половине силура море начало уходить с материков, и климат становился всё более засушливым. Эпиконтинентальные моря, занимавшие обширные пространства Балтии, Сибири, Казахстана, Лаврентии, постепенно мелели, теряли связь с открытым океаном и превращались в замкнутые или полузамкнутые солеродные (*эвапоритовые*) бассейны, где выпаривание воды происходило быстрее её поступления. В них накапливались мощные толщи доломитов, солей, сульфатных минералов, гипса и ангидрита.

В силура на побережье водоемов появились первые наземные растения – *риниевые*. С силура растения начали свое интенсивное развитие, распространились на все континенты, становясь основой для выхода животных на сушу.

Девонский период (417 – 354 млн лет назад). В это время не происходило никаких радикальных перемен ни в облике планеты, ни в органическом мире. Однако уже в конце раннего девона (390 млн лет назад) тенденции, наметившиеся во второй половине силура, постепенно привели к таким исключительным событиям, которые сделали девон одним из самых своеобразных периодов в истории Земли.

В девоне существовали представители всех классов рыб. Они были настолько многочисленны, что этот геологический период часто называют веком рыб и брахиопод. Появились в девоне и двоякодышащие рыбы, которые кроме жабр имели легкие и могли дышать атмосферным воздухом. Резкое изменение климата вызвало обширное вымирание морских обитателей.

Наземные растения всё дальше отступали от берега. К концу девона существовали уже все группы споровых: плауновидные, хвощевидные, разнообразные папоротниковидные и первые голосеменные. Это были уже не травянистые растения, а нечто похожее на пальму высотой до 30 м с разветвлённой кроной.

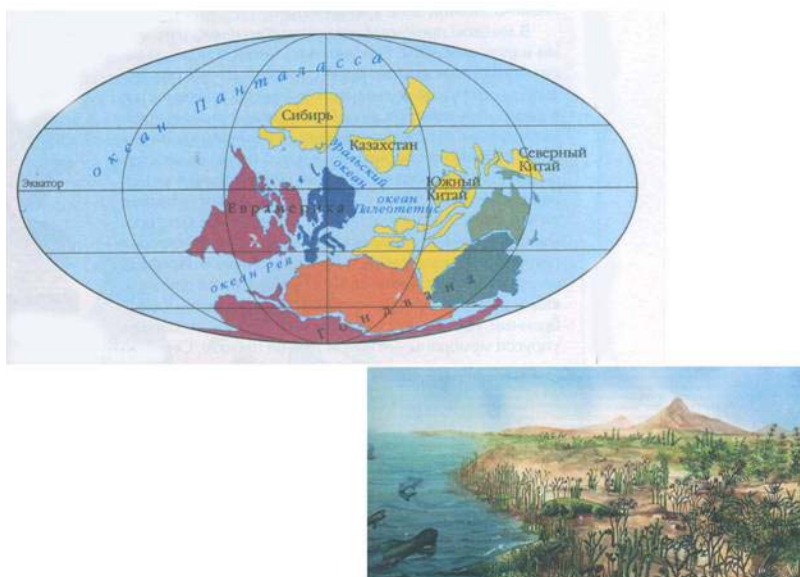


Рис. 1.50. Земля в девонский период. Появление первых животных на суше

Каменноугольный период (354 – 290 млн лет назад). Каменноугольный период, или карбон, – самый длительный в палеозое (64 млн лет).

Наиболее характерной и самой известной его чертой является то, образование огромных залежей каменного угля – более 30% мировых запасов. Они выявлены на всех континентах, а накапливались в разных условиях: и во влажных тропиках, и по соседству с полярными льдами.



Рис. 1.51. Земля в каменноугольный период

На протяжении каменноугольного периода произошли большие изменения в физико-географическом облике планеты, в распределении водных и континентальных масс; менялся климат, перестраивался органический мир.

На исходе каменноугольного периода завершилось глобальное перемещение земных континентов, все они соединились в один огромный материк – Пангею. Эти изменения в физическом облике планеты и рост ледниковых щитов вокруг полюсов привели к осушению эпиконтинентальных морей: вода уходила, превращаясь в лёд, начинался очередной в истории Земли период “высокого стояния” материков (первый, как мы помним, был в конце силура – начале девона).

Пермский период (290 – 248,2 млн лет назад). Характеризуется мощной толщей красных песчаников – так называемый верхний красный песчаник или “мёртвый лежень”. В пермский период появились первые рептилии, которые вновь вернулись в воду.

Во второй половине перми на месте морского прогиба образовались Уральские горы, которые вплотную приблизились к Русской равнине.

В конце перми жизнь на Земле испытала новый глубочайший кризис, самый катастрофический за свою историю. Исчезло около половины ранее существовавших семейств морских организмов и более 80% родов.

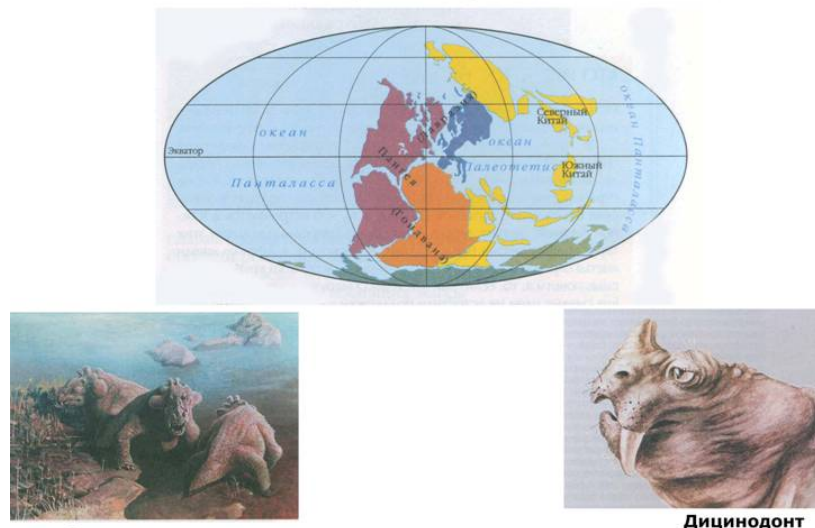


Рис. 1.52. Земля в пермский период

В этот период полностью вымерли отдельные группы древних споровых растений: древовидные плауновидные, хвощевидные. Главенствующее место перешло к голосеменным. Однако этот новый облик растительности сложился ещё раньше, кризис же только укрепил положение прогрессивных групп.

Во второй половине пермского периода море отступало, и эпиконтинентальные моря превращались в гигантские солеродные бассейны, где откладывались гипс, доломит, калийная и поваренная соли. Более 80% всех мировых запасов калийной соли образовалось в это время. Самое крупное месторождение – Делавэрский калиеносный бассейн в штатах Нью-Мексико и Техас (США) протяжённостью 265 км с юга на север. Пласты калийной соли, достигающие четырёхметровой толщины, занимают площадь 2330 км².

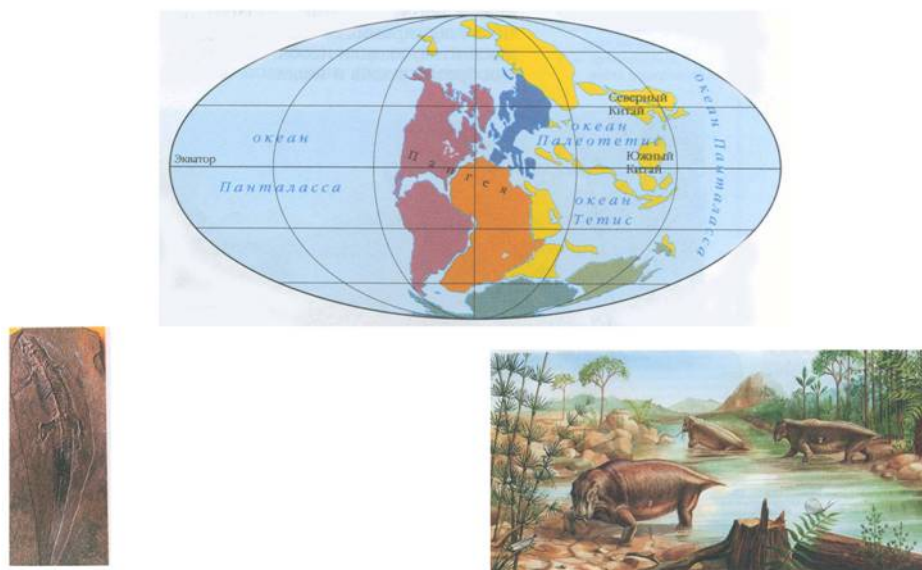
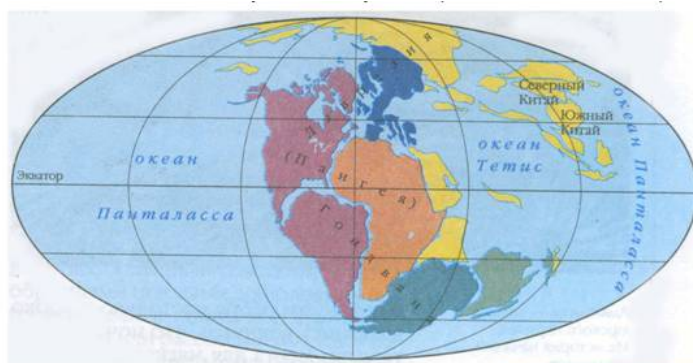


Рис. 1.53. Земля в триасовый период

Мезозой. Триасовый период (248 – 205 млн лет назад). Время гигантских рептилий, обширных теплых морей, населенных ихтиозаврами, аммонитами, белемнитами. Материк Пангея стал более монолитным. Горные сооружения Лавразии (Урал, Аппалачи, Западная и Центральная Европа) интенсивно разрушались, поставляя огромные количества обломочного материала. Континентальные блоки Северного и Южного Китая и Индокитая соединились и продвигались к юго-западной окраине Лавразии.

Отложения отчетливо подразделяются на три толщи: пестрый песчаник, раковинный известняк и “радужные” мергели, поэтому система и стала называться триасовой (от греч. *триас* – троица).



Аммониты

Рис. 1.54. Земля в юрский период

Юрский период (205 – 142 млн лет назад) – олицетворение всего самого необычного, что когда-либо существовало на нашей планете. Удивительные ландшафты, невообразимые по своей величине и внешнему виду животные, как наземные, так и морские. Заливы океана Тетис все глубже вклинивались между Африкой, Аравией и Европой. А к середине юры стали расходиться континентальные блоки Африки и Южной Америки и образовалась центральная часть Атлантического океана. Впервые Александр фон Гумбольдт выделил юрские отложения в горах Юры, расположенных в Восточной Франции и Швейцарии. Отложения юрской системы в Западной Европе отчетливо подразделяются на три части: черная юра, бурая юра и белая юра. Известняки верхнего отдела – белой юры, венчают гряды Средиземноморского побережья Франции и Италии, Южного берега Крыма, защищая от северных ветров благодатные курортные места. В Юре рифовые постройки окаймляли побережья океана Тетис. Формировали их шестилучевые кораллы, мшанки, губки. Рифовые сооружения тянутся высокой горной грядой вдоль Южного берега Крыма, от нынешней Ялты на западе до Карадага на востоке.

Появились “древнекрылы”, летающие волосатики – первые птицы.

Признанным олицетворением юрского периода являются аммониты.

Меловый период (142 – 65 млн лет назад). Название этого периода пошло от мела. Растительность приобрела почти современный облик. Животные были представлены гигантскими динозаврами, летающими рептилиями. Существовали все основные группы организмов: аммониты, белемниты, шестилучевые кораллы.

Предположительно в конце мела произошла серьезная катастрофа, приведшая к полному вымиранию всего живого.

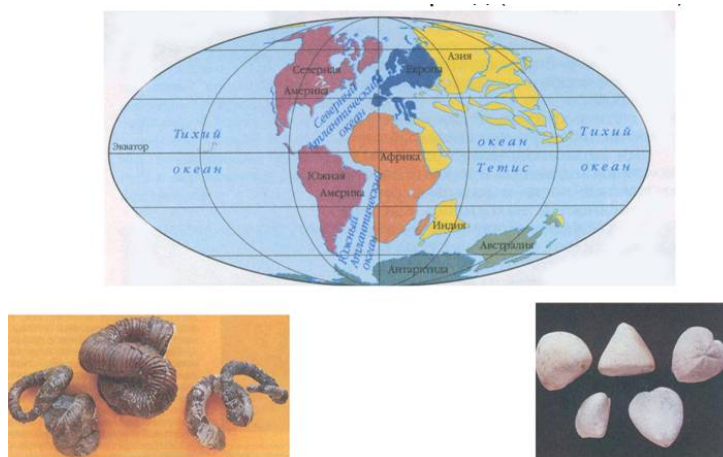


Рис. 1.55. Земля в меловый период

Кайнозой. Палеогеновый и неогеновый периоды (65 – 1,8 млн лет назад). Часто отложения палеогена и неогена называют третичными, так как в древние и средние века “первичными” называли кристаллические магматические и метаморфические образования, вторичными отложения палеозоя и мезозоя. К “четвертичным” относят наносы, образовавшиеся уже во время существования человека.

Распространение в морской фауне моллюсков и фораминифер и гигантских одноклеточных – фораминиферы нуммулиты. Началось похолодание, появились первые горные ледники в Антарктиде, что привело к вымиранию архаических копытных и хищников.



Раковина улитки



Рис.1.56. Земля в палеогеном и неогеном периоде

В палеогене и неогене начали формироваться горные системы, протянувшиеся на тысячи километров. К таким относится Альпийский складчатый пояс: Пиренеи, Альпы, Балканы, Малый Кавказ. Тетис как единый морской бассейн перестал существовать. В конце неогена вся Антарктида была покрыта ледяным щитом. Появились человекообразные обезьяны.

Антропогенный (четвертичный) период (1,8 млн лет назад – наши дни).

Великое оледенение и появление человека – эти два события отмечают начало четвертичного, или антропогенного периода (от греч. *антропос* – человек).

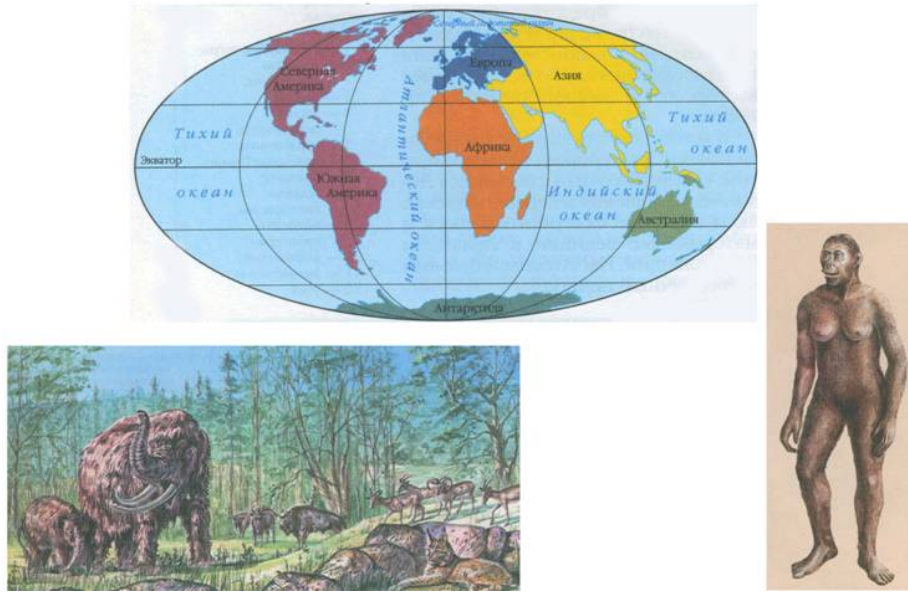


Рис. 1.57. Земля в четвертичный период. Типичные представители животного мира – мамонты. Первобытный человек

Чередование оледенений и относительных потеплений – самая характерная черта четвертичного периода. Всего насчитывают от четырех до шести оледенений. Наиболее обширное из них произошло в середине периода. На территории Восточной Европы оно называется днепровским, в Западной Европе рисским, в Северной Америке – иллинойским. На северо-американском континенте льдом было покрыто более 60 % площади.

Вопросы для самоконтроля

1. *Перечислите основные свойства Солнечной системы.*
2. *Охарактеризуйте Галактику Млечный Путь.*
3. *Охарактеризуйте единственную звезду Солнечной системы.*
4. *Дайте характеристику планетам Солнечной системы.*
5. *Что такое кометы?*
6. *Дайте характеристику метеоритам*
7. *Охарактеризуйте форму и размеры Земли.*
8. *Дайте характеристику понятиям «сила тяжести» и «плотность».*
9. *В чем заключаются магнитные свойства Земли?*
10. *В чем заключаются упругие свойства?*
11. *Дайте характеристику теплоты Земли.*
12. *Охарактеризуйте строение и состав Земли.*
13. *Опишите строение земной коры.*
14. *Дайте характеристику химического состава Земли.*
15. *Чему равен возраст Земли?*
16. *Назовите методы определения абсолютного возраста горных пород.*
17. *Каковы методы определения относительного возраста горных пород?*
18. *Раскройте понятие геохронологии Земли и геохронологической шкалы.*
19. *Перечислите основные этапы в истории планеты Земля.*

РАЗДЕЛ 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ МНОГООБРАЗИЕ

Геологический процесс – последовательная смена состояний объекта (предмет, явление или процесс) во времени и пространстве в природных условиях.

В зависимости от масштаба проявления выделяют процессы планетарного уровня, регионального, районного, локального.

Планетарные геологические процессы происходят внутри планеты Земля, т.н. конвекционные движения мантии. Принцип действия мантии заключается в следующем. Разогретые мантийные расплавы поднимаются вверх к дневной поверхности, там они кристаллизуются и затем опять возвращаются в мантию, но уже в твердом состоянии. При этом верхняя мантия вместе с земной корой (литосфера) разбивается на блоки, т.н. литосферные плиты, движение которых приводит к процессам более мелкого масштаба.

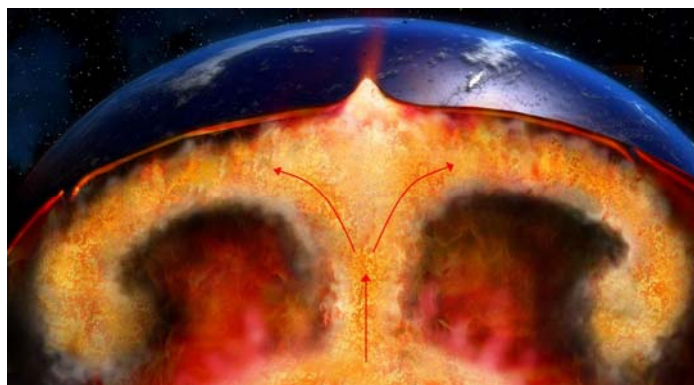


Рис. 2.1. Схема, демонстрирующая движения магматических потоков внутри Земли

Региональные геологические процессы обязаны своим происхождением движению литосферных плит. Скользя по астеносфере, они сталкиваются, раздвигаются и опускаются в глубь Земли. В результате такой деятельности, в тех или иных районах земной коры, происходит вулканизм, горообразование, т.е. образуются горные регионы (Анды, Кордильеры, Гималаи и т.д.) и вулканические (Камчатка, Исландия, Гавайи и т.д.).

Геологические процессы районного масштаба приводят к формированию месторождений полезных ископаемых или геологических комплексов горных пород, объединяемых вещественным составом, возрастом, происхождением и т.д. Так, например, активный вулканизм проявился 700 млн лет назад на территории всей Западной Украины, но столбчатые отдельности базальтов сформировались только в районе с. Ивано-Долинское.

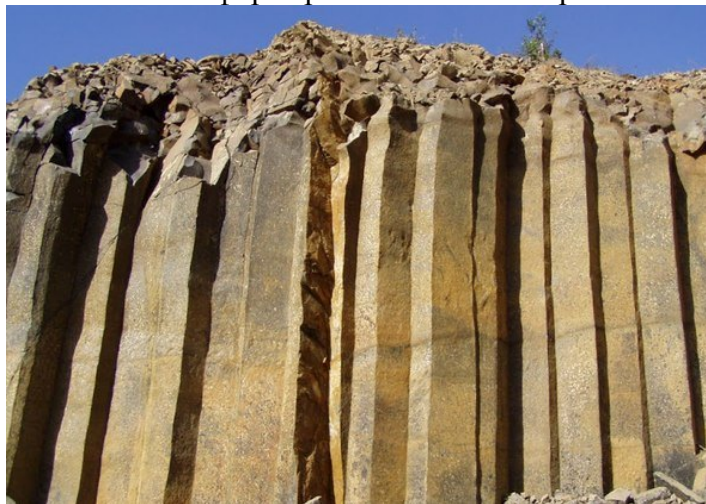


Рис. 2.2. Базальтовые столбы Ивано-Долинского месторождения

Локальные геологические процессы – образование одного или несколько минералов в пределах одного участка геологического объекта или образца.



Рис. 2.3. Яшма между базальтовыми отдельностями. Мыс Фиолент. Крым

Таким образом, прослеживается иерархия геологических процессов на уровне: *образца горной породы – геологического объекта (района) – региона – литосферной плиты – мантии.*

В зависимости от места проявления геологических процессов выделяют: геологическую деятельность литосферы, геологическую деятельность гидросферы, геологическую деятельность атмосферы.

Вопросы для самоконтроля.

- 1. Дайте характеристику геологическим процессам.*
- 2. Перечислите иерархические уровни геологических процессов.*

РАЗДЕЛ 3. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

3.1. Тектоника (движение) литосферных плит

Литосфера — внешняя, относительно твердая оболочка Земли, расположенная над менее вязкой и более пластичной *астеносферой*. Она включает в себя верхнюю мантию и земную кору. Это наиболее изученная сфера планеты Земля. Геодезические измерения показывают, что практически вся поверхность Земли находится непрерывно в движении. Скорость тектонических движений невелика, она изменяется от сотых долей до первых десятков мм/год, и только накопления этих движений в ходе очень продолжительного (десятки — сотни млн лет) геологического времени приводят к крупным суммарным перемещениям отдельных участков земной коры. Такие участки земной коры геологи называют *литосферными плитами* (рис. 3.1).



Рис. 3.1. Литосферные плиты, направление и скорость их движения по астеносфере

Более 90% поверхности Земли покрыто 8 крупнейшими литосферными плитами. Это Австралийская, Антарктическая, Африканская, Евразийская, Индостанская, Тихоокеанская, Северо-Американская и Южно-Американская плиты.

Среди плит среднего размера можно выделить Аравийский полуостров, плиту Кокос и плиту Хуан де Фука, остатки огромной плиты Фаралон, слагавшей значительную часть дна Тихого океана, но ныне исчезнувшую в зоне субдукции под Северной и Южной Америкой.

Одни литосферные плиты сложены исключительно океанической корой (пример — крупнейшая Тихоокеанская плита), другие состоят из континентальной и океанической коры.

Литосферные плиты постоянно меняют свои очертания. Они могут раскалываться и раздвигаться, сталкиваться и спаиваться, а также могут тонуть в мантии планеты за счет конвекции.

В зонах раскалывания и раздвигания (спрединга), образуется новая океаническая кора, а в зонах столкновения и спаивания (субдукции) старая поглощается.

Таким образом, спрединг в океанах компенсируется субдукцией и коллизией по периферии литосферных плит.

Миграция (тектоника) плит подтверждена прямыми измерениями скорости плит методом интерферометрии излучения от далёких квазаров и измерениями с помощью спутниковых навигационных систем *GPS*. Результаты многолетних исследований полностью подтвердили основные положения теории тектоники плит.

Существует три основных типа относительных перемещений плит:

1. Расхождение (дивергенция), выражено спредингом и рифтингом.
2. Схождение (конвергенция), выраженное субдукцией и коллизией.
3. Сдвиговые перемещения по трансформным геологическим разломам.

Расхождение земной коры. Этот процесс представлен активными участками земной коры, где преобладают деформации растяжения, мощность коры пониженная, тепловой поток максимален, и все дополняется активным вулканизмом.

В результате растяжения земной коры образуется крупная линейная впадина. В морфологическом плане это величественные горные сооружения, т.н. *срединно-океанические хребты*, шириной в несколько сотен километров и высотой около 2 – 3 км. Они состоят из нескольких параллельных горных гряд.



Рис. 3.2. Дно Атлантического океана. Шовная (спрединговая) зона разделяет океаническую впадину на две части, каждая из них перемещается в сторону континентов

Спрединговые зоны – многочисленные вулканические аппараты, которые поставляют на земную поверхность глубинные магматические породы и растворённые химические элементы (рис. 3.2). Последние – это высокотемпературные гидротермальные источники, т.е. «чёрные курильщики», с ними связаны значительные запасы цветных металлов. Над жерлами, из которых выделяются струи горячей воды, насыщенные растворенными газами (водородом, углекислым газом), поднимаются облака из тонкодисперсных сульфидов, сульфатов и окислов металлов, имеющие обычно черный цвет (рис. 3.3). Эти растворы выглядят как черный дым, идущий из трубы, что и дало название этим образованиям.

Гидротермальные источники с меньшими температурами выделяют растворы белого цвета, содержащие большое количество выделяемых соединений, цвет подводных облаков может быть белым ("белые курильщики").

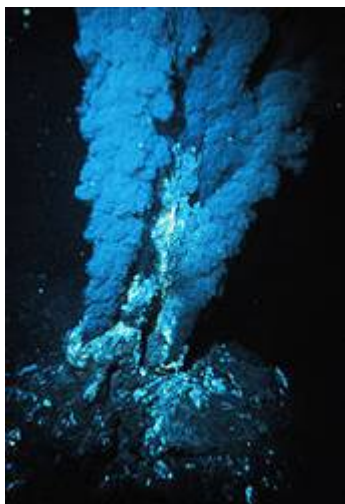


Рис. 3.3. Черные курильщики

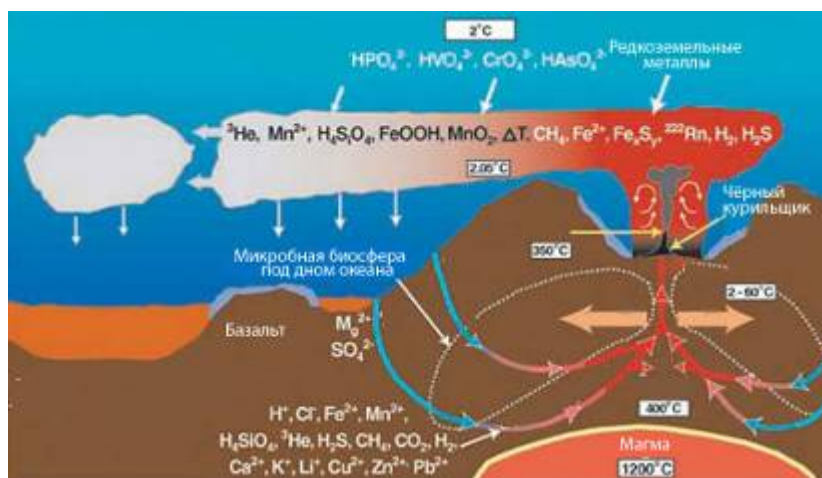


Рис. 3.4. Схематическое распределение химических элементов при извержении вулканических эманаций

Отложения сульфидов и других соединений достигают мощности в десятки метров и являются примером современного вулканогенно-осадочного рудообразования. Благодаря высокой концентрации сероводорода вокруг гидротерм бурно развиваются бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных организмов, в том числе весьма своеобразных, ранее неизвестных науке (рис. 3.4).

Трансформные разломы. Там, где плиты двигаются параллельным курсом, но с разной скоростью, возникают трансформные разломы — грандиозные сдвиговые нарушения, широко распространённые в океанах и редкие на континентах.

В океанах трансформные разломы идут перпендикулярно срединно-океаническим хребтам и разбивают их на сегменты шириной в среднем 400 км (рис. 3.5).

Между сегментами хребта находится активная часть трансформного разлома. На этом участке постоянно происходят землетрясения и горообразования, вокруг разлома формируются многочисленные оперяющие структуры — надвижки, складки.

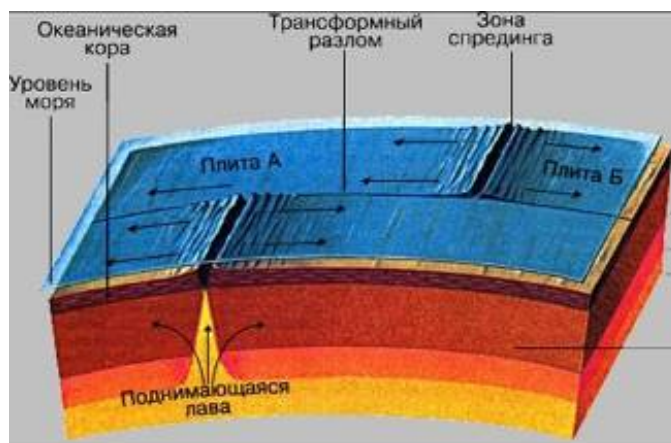


Рис. 3.5. Схема движения блоков в зоне спрединга

По обе стороны от сегментов срединно-океанического хребта находятся неактивные части трансформных разломов. Активных движений в них не происходит, но они чётко выражены в рельефе дна океанов линейными поднятиями с центральной депрессией.

Трансформные разломы формируют закономерную сетку и, очевидно, возникают не случайно, а в силу объективных физических причин. Совокупность данных численного моделирования, теплофизических экспериментов и геофизических наблюдений позволила выяснить, что мантийная конвекция имеет трёхмерную структуру. Кроме основного течения по срединно-океаническим хребтам, в конвективной ячейке за счёт остывания верхней части потока возникают продольные течения. Это остывшее вещество устремляется вниз, вдоль основного направления течения мантии. В зонах этого второстепенного опускающегося потока и находятся трансформные разломы. Такая модель хорошо согласуется с данными о тепловом потоке: над трансформными разломами наблюдается его понижение.

Континентальный рифт – расхождение земной коры на континенте (рифтинг), что приводит к утонению земной коры. Формируется протяжённая линейная впадина глубиной порядка сотен метров, ограниченная серией сбросов. Созданная ослабленная зона в земной коре служит местом для проникновения магматических расплавов из мантии. Отрицательный рельеф способствует образованию лагун, озёр, болот, где происходит накопление самых различных осадков.

Развитие континентального рифта может иметь два варианта:

1 вариант. Расширение рифта прекращается на начальных этапах, созданная им впадина начинает заполняться магматическими и осадочными породами. Таким образом, рифт превращается в авлакоген (рис. 3.6). Типичным примером может служить Днепровско-Донецкая впадина, сформированная в мезозое и заполненная магматическими, осадочными породами (рис. 3.7).

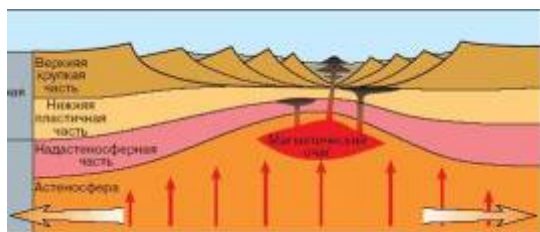


Рис. 3.6. Схема раздвижения тектонических плит

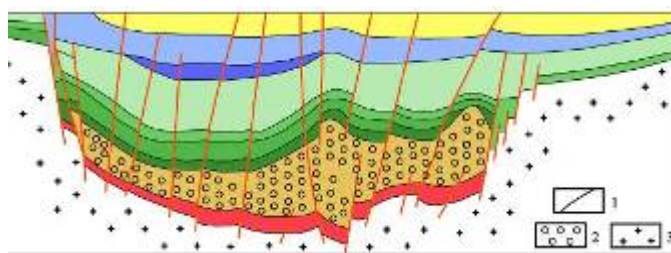


Рис. 3.7. Геологический разрез через Днепровско-Донецкую впадину

2 вариант. Континенты раздвигаются и между ними начинает формироваться океаническая кора. Ярким представителем образования рифта на континенте может служить Мертвое и Красное моря.

Красное море находится в рифтовой зоне на границе Африканской и Аравийской литосферных плит. Его формирование началось около 40 млн лет назад, когда в земной коре появилась трещина и образовался Восточно-Африканский разлом. Под действием центробежной силы из-за вращения Земли Африканская континентальная плита отделилась от Аравийской и с их разворотом образовалась «спираль», закручивающаяся на северо-восток, и между ними в земной коре образовался провал, который постепенно на протяжении тысячелетий заполнялся морской водой. Плиты постоянно расходятся в разные стороны со скоростью 1 см в год, или 1 м в столетие (ученые говорят, что при таком темпе расширения в ближайшие 200 млн лет Красное море станет шириной с Атлантический океан).

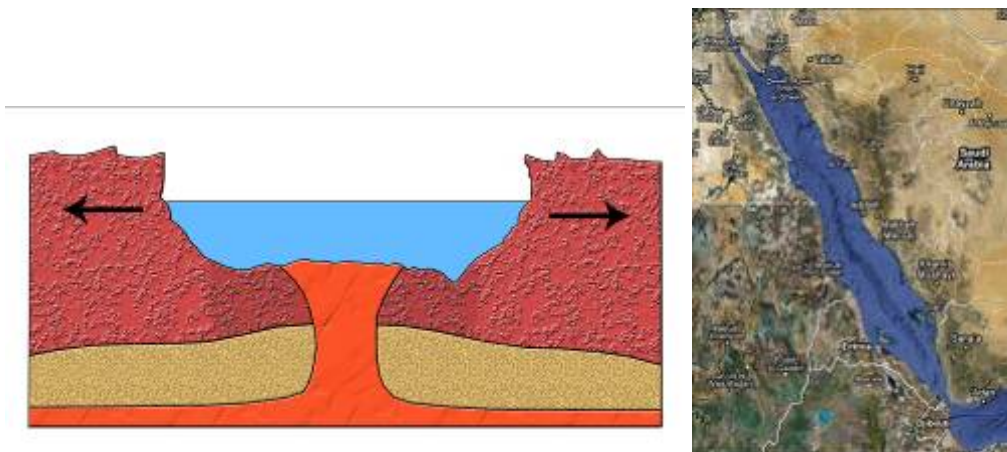


Рис. 3.8. Красное море. Слева схема раздвижения плит и формирования океанической коры. Справа снимок из космоса

Схождение земной коры (зона субдукции). Зона субдукции – место, где океаническая кора, как более тяжелая, погружается в мантию. Геоморфологическим выражением зон субдукции являются глубоководные желоба, т.е. это узкая глубокая впадина на дне океана. В настоящее время известно несколько таких впадин.

Марианская впадина, или Марианский желоб – океаническая впадина на западе Тихого океана, являющаяся глубочайшим из известных в мире географических объектов.

По результатам измерений судна «Витязь», максимальная глубина впадины доходит до 11022 м (хотя по данным последних наблюдений эта величина не превышает 10911 – 10924 м). Таким образом, глубочайшая точка впадины находится намного дальше от уровня моря, чем гора Эверест — над ним.

Впадина протянулась вдоль Марианских островов на 1500 км; она имеет U-образный профиль, крутые (7 – 9°) склоны, плоское дно шириной 1 – 5 км, которое разделено порогами на несколько замкнутых депрессий. У дна давление воды достигает 108,6 МПа, что более чем в 1000 раз больше нормального атмосферного давления на уровне Мирового океана. Впадина находится на границе стыковки двух тектонических плит, в зоне движения по разломам, где Тихоокеанская плита уходит под Филиппинскую плиту. *Яванская впадина* или Яванский (Зондский) желоб — глубочайшая океаническая впадина в Индийском океане. Расположена у подножия южного склона Зондской островной дуги.

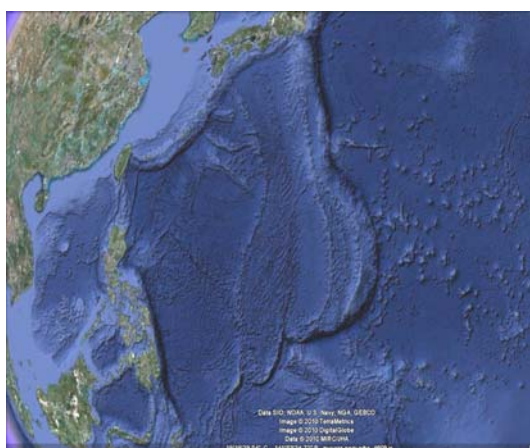


Рис. 3.9. Вид из космоса. Марианская впадина



Рис. 3.10. Яванский желоб

В Яванском жёлобе Австралийская плита подныривает под плиту Сунда, формируя зону субдукции. Впадина тянется на 5370 км, от Никобарских островов до острова Саву, и входит в систему океанических желобов, ограничивающих с севера Австралийскую плиту. Яванская впадина сейсмически активна, она является частью тихоокеанского огненного кольца.

Наибольшая глубина Яванского жёлоба — 7450 м, что является глубочайшей точкой в Индийском океане. Ширина по изобате 6000 м около 28 км. *Изобата* – линия, соединяющая на карте точки с равными значениями глубины. Склоны впадины осложнены вторичными поднятиями, дно — плоская равнина шириной около 3 – 5 км, сложенная терригенными осадками мощностью до 2 км.

Жёлоб Пуэрто-Рико — океанический жёлоб, расположенный на границе Карибского моря и Атлантического океана. Образование жёлоба связано со сложным переходом между зоной субдукции с юга вдоль островной дуги Малых Антильских островов и зоной трансформного разлома (границей плит), простирающейся на восток между Кубой и Испаньолой через жёлоб Кайман к побережью Центральной Америки. Проведенные исследования подтвердили возможность появления значительных цунами в результате землетрясений в этом районе.

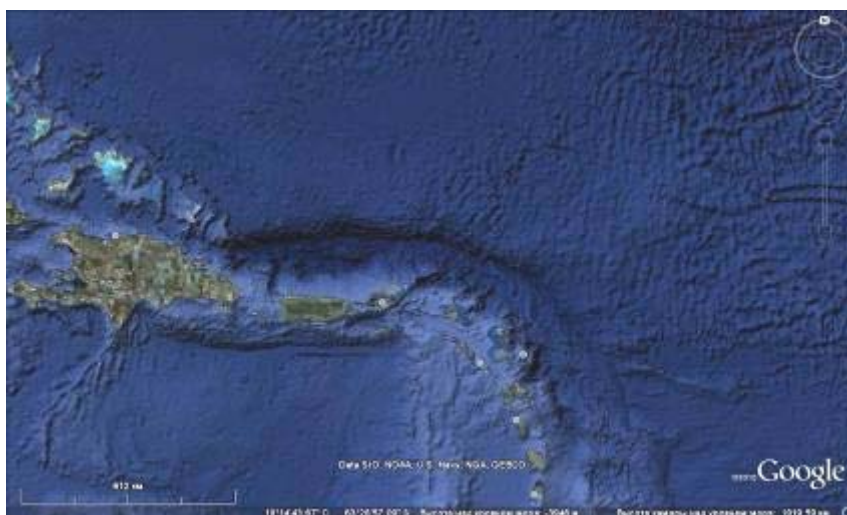


Рис. 3.11. Вид из космоса на Жёлоб Пуэрто-Рико

Остров Пуэрто-Рико находится непосредственно с юга от жёлоба. Длина жёлоба составляет 1754 км, ширина около 97 км, наибольшая глубина составляет 8380 м, что является максимальной глубиной Атлантического океана. Измерения, сделанные в 1955 г. с американского судна «Вима», показали глубину желоба 8385 м.

С зонами субдукции связаны три широко распространенные структуры: активные континентальные окраины, островные дуги, горячие точки.

Активная континентальная окраина возникает там, где под континент погружается океаническая кора. В результате трения плит образуются магматические очаги. Поэтому активные континентальные окраины характеризуются многочисленными вулканами (рис. 3.12).

Эталонной такой тектонической обстановки считается западное побережье Южной Америки, её часто называют андийским типом континентальной окраины, противопоставляя пассивной окраине. Под активной континентальной окраиной происходит интенсивное механическое взаимодействие океанической и континентальной плит. В зависимости от скорости, возраста и мощности океанической коры возможны несколько сценариев равновесия. Если плита движется медленно и имеет относительно малую мощность, то континент соскабливает с неё осадочный чехол. Осадочные породы сминаются в интенсивные складки и становятся частью континентальной коры.

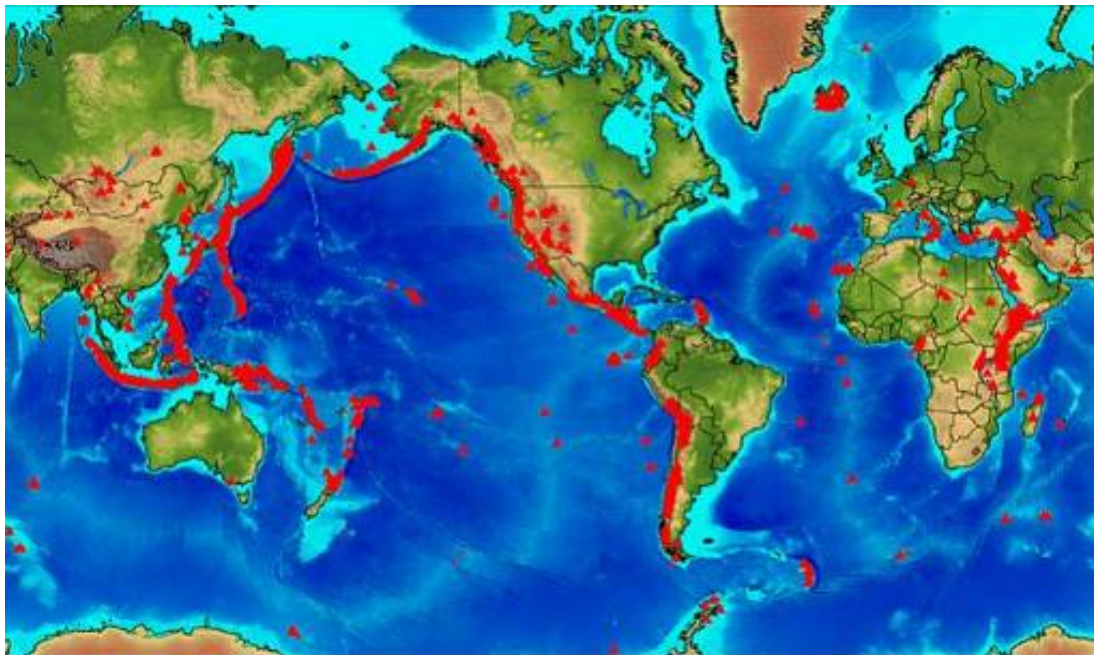


Рис. 3.12. Расположения вулканов на космическом снимке

Если скорость погружающейся плиты высока, а осадочный чехол тонок, то океаническая кора стирает низ континента и вовлекает его в мантию.

Островные дуги — цепочки вулканических островов над зоной субдукции, возникающие там, где одна океаническая плита погружается под другую (рис. 3.13). В качестве типичных современных островных дуг можно назвать Алеутские, Курильские, Марианские острова и многие другие архипелаги. Японские острова также часто называют островной дугой, но их фундамент очень древний и на самом деле, они образованы несколькими разновременными комплексами островных дуг, поэтому Японские острова являются микроконтинентом.

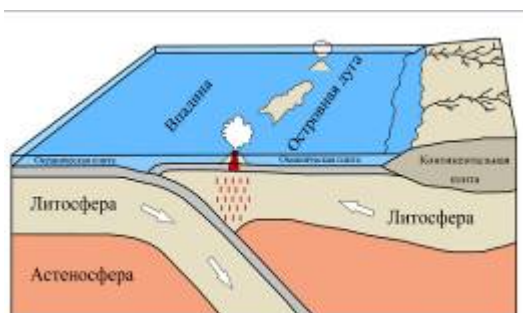


Рис. 3.13. Модель формирования островных дуг



Рис. 3.14. Курильские острова – островные дуги в Охотском море

За островной дугой расположен задуговой морской бассейн (типичные примеры: Охотское море, Южно-Китайское море и т.д.), в котором также может происходить спрединг.

Внутренние моря — часть океанического бассейна, глубоко врезающаяся в сушу и сообщающиеся с океаном или прилегающим морем одним или несколькими

проливами. Наиболее известным примером внутреннего моря является Средиземное, Охотское, Красное и другие.

Горячие точки. Магматические внутриплитные породы океана отражают области подъема горячего глубинного вещества, которые носят название горячих точек. На дне океанов расположены многочисленные вулканические острова. Некоторые из них расположены цепочками с последовательно изменяющимся возрастом. К наиболее известным горячим точкам планеты относятся Гавайские острова и о. Исландия. Гавайские острова представляют собою цепь щитовых вулканов длиной в 2000 км в центральной части Тихого океана, возраст которых омолаживается в юго-восточном направлении. Самые молодые из них находятся на о. Гавайи. Часть из них активно действует в настоящее время.

От Гавайских островов на северо-запад идет цепочка подводных гор с непрерывно увеличивающимся возрастом, некоторые из них, например, острова Мидуэй, выходят на поверхность (рис. 3.15).



Рис. 3.15. Схема расположения островов Мидуэй

В некоторых случаях предполагается исключительно глубинное происхождение вещества плюмов, вплоть до границы ядра — мантии.



Рис. 3.16. Космический снимок Исландии



Рис. 3.17. Компьютерная модель плюмов

Траппы горизонтальное залегание горных пород (базальтов, лабрадоритов) в виде покровов. Внутри континентальных плит иногда происходят грандиозные излияния расплавов, которые на континентах формируют траппы, а в океанах океанические плато. Особенность этого типа магматизма в том, что он происходит за короткое в геологическом смысле время — порядка нескольких миллионов лет, но захватывает огромные площади (десятки тысяч км²); при этом изливается колоссальный объём базальтов, сравнимый с их количеством, кристаллизующимся в срединно-океанических хребтах.

Известны сибирские траппы на Восточно-Сибирской платформе, траппы плоскогорья Западной Украины и многие другие. Причиной образования траппов также считаются горячие мантийные потоки, но в отличие от горячих точек они действуют кратковременно.

Коралловые рифы — известковые геологические структуры, образованные колониальными коралловыми полипами и некоторыми видами водорослей умеющими извлекать известь из морской воды. Образуются на мелководье в тропических морях. Общая площадь коралловых рифов в мире превышает 27 млн км². Располагаются в основном в морях бассейнов Тихого и Индийского океанов. Основная масса коралловых рифов располагается в теплой воде, выше 20 градусов, средняя соленость, большое количество света. Оптимальная глубина для роста коралловых рифов составляет 10—20 метров.

Коралловые рифы бывают нескольких видов:

- Береговые рифы расположены прямо на уровне моря или чуть ниже его, окружая острова на мелководье. Представляют собой неширокую террасу, начинающуюся с кромки берега, и обрывающуюся на некотором удалении.
- Те рифы, которые удалены от берега, называют барьерными рифами. От береговых рифов их отделяет глубокая впадина, которая препятствует срастанию обоих рифов в один. Наибольшую популярность приобрел Большой Барьерный Риф у берегов Австралии. Его длина превышает 2 300 км, достигая в ширину 150 км.
- Если коралловый риф полностью скрыт под водой и не имеет выступающих участков над водой, то его называют атоллom. Отличительной особенностью атолла от барьерного рифа является то, что они расположены в открытой воде вдали от берега. Если атолл находится вблизи острова или материка, то он автоматически становится барьерным рифом.

Коллизия континентов или схождение плит на континентах. Столкновение континентальных плит приводит к смятию коры и образованию горных цепей. В результате мощность коры значительно увеличивается, под Гималаями она составляет 70 км.

Примером коллизии является Альпийско-Гималайский горный пояс, образовавшийся в результате столкновения с Евразийской плитой Индостана и Африки.

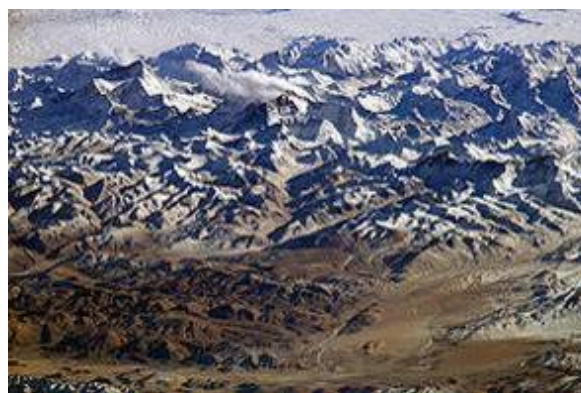


Рис. 3.18. Гималаи, вид из космоса

Изучение истории перемещений континентов показало, что с периодичностью около 600 млн лет все континентальные блоки собираются в единый блок, который затем

раскалывается на плиты, и расходятся. Так, например, в истории Земли в настоящее время установлено несколько древних суперконтинентов:

- Гондвана (600 - 30 млн лет назад);
- Лавразия (300 - 60 млн лет назад);
- Пангея (300 - 180 млн лет назад);
- Лавруссия (300 млн лет назад);
- Паннотия (600 - 540 млн лет назад);
- Родиния (1,1 млрд лет назад – 750 млн лет назад);
- Коламбия, также известен как Нуна (1,8 – 1,5 млрд лет назад);
- Кенорланд (около 2,7 млрд лет назад);
- Ур (3 млрд лет назад).

Ученые на основании спутниковых наблюдений за перемещением материков предсказывают образование очередного суперконтинента через 50 млн лет. При этом Африка сольется с Европой, Австралия и дальше будет двигаться на север и объединится с Азией, а Атлантический океан после некоторого расширения исчезнет вовсе.

- В настоящее время известно три современных суперконтинента:
- Афроевразия (5 млн лет назад — наши дни);
- Америка (15 млн лет назад — наши дни);
- Евразия (60 млн лет назад — наши дни).

Суперконтиненты разбиты на отдельные тектонические структуры. В основу выделения тектонических структур положен возраст тектонических движений, в результате которых подвижные геосинклинальные области превратились в платформы.

3.1.1. Структурные элементы континентальной коры

В пределах континентальной коры выделяют устойчивые области (платформы) и подвижные пояса (к которым приурочены геосинклинали).

Платформы – это обширные устойчивые участки земной коры с преобладанием вертикальных колебаний малых амплитуд. Платформы образовались на месте древних горных сооружений, возникших в подвижных областях земной коры (геосинклиналях), но за длительное время превратившиеся в результате геологических процессов в устойчивые выровненные участки земной коры.

Превращение отдельных частей земной коры материков из геосинклинальных стадий в платформенные происходило в разное время истории Земли. Поэтому платформенные области различаются по своему возрасту, т.е. по времени образования их складчатого или кристаллического основания. Из-за этого платформы делят на древние и молодые.

Древние платформы (кратоны) представляют наиболее устойчивые и малоподвижные глыбы в составе материков. Они обладают мощным гранитометаморфическим фундаментом, образовавшимся в раннем докембрии и сложенным кристаллическими сланцами и метаморфическими толщами. Выровненная поверхность фундамента покрыта осадочными и вулканическими толщами, слагающими платформенный чехол. Преобладающая часть площади древних платформ образовалась задолго до кембрия – в конце архейской эры или в начале протерозойской, т.е. 2000 – 1000 млн лет назад. Однако некоторые части, иногда окраинные пояса древних платформ, имеют более молодой возраст. Они образовались в результате байкальской складчатости, появившейся 700 – 500 млн лет назад в самом конце докембрия. Эти складчатые структуры получили наименование байкалит. Таких платформ на земной поверхности всего десять: Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская (Канадская), Китайско-Корейская, Южно-Китайская, Индийская, Африканская, Австралийская, Бразильская, Антарктическая (рис. 3.19).

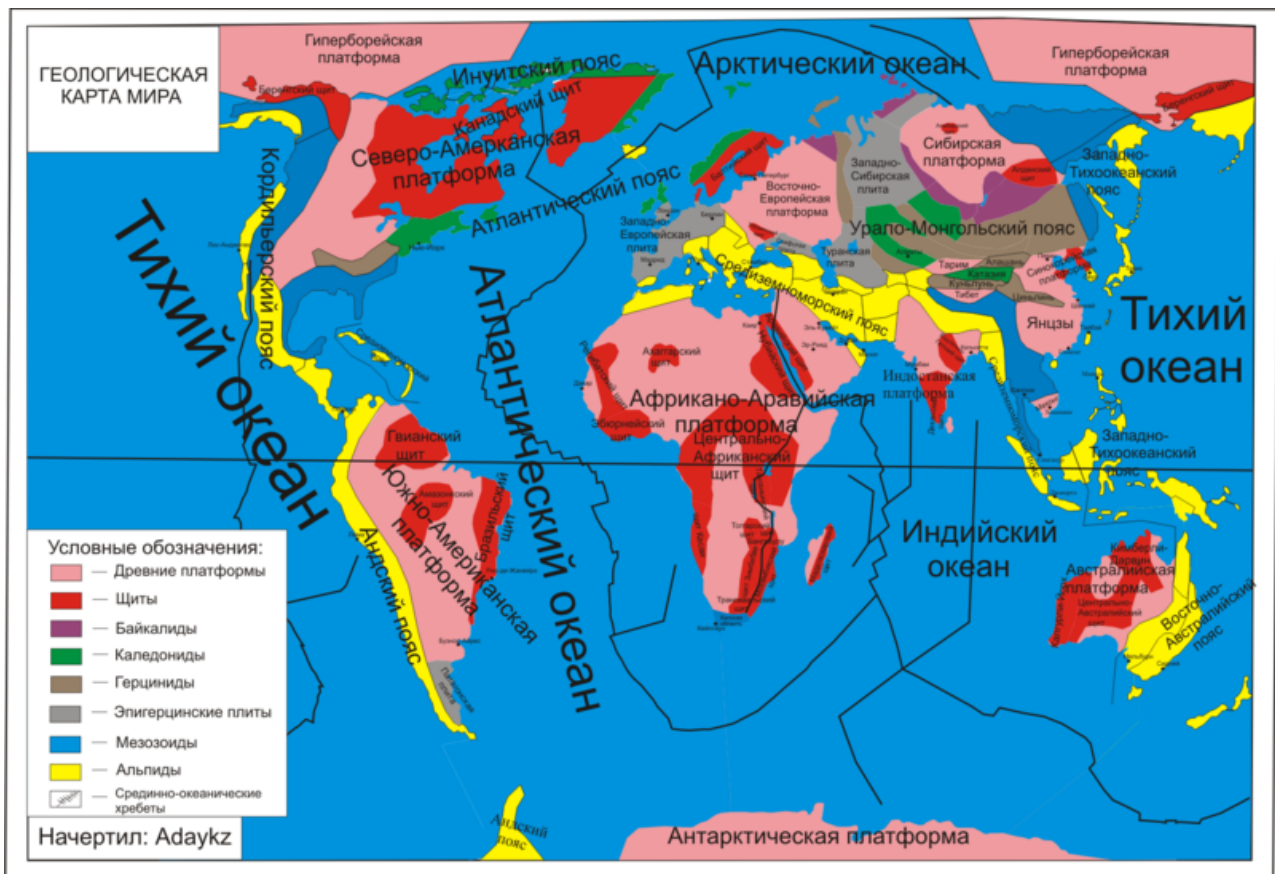


Рис. 3.19. Геолого-структурная карта мира

Наиболее важной чертой платформ является их двухэтажное строение.

Нижний этаж (фундамент) представлен мощной толщей сильно дислоцированных и метаморфизованных пород докембрия, с широким развитием гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов или овалов – специфической формой метаморфогенной складчатости, а также разбит глубинными разломами на отдельные блоки. Фундамент платформ формировался в течение длительного времени (более 2 млрд лет) и в последствии подвергся очень сильному размыву и денудации. Среди пород фундамента древних платформ преобладают граниты и гнейсы, поэтому фундамент их называют кристаллическим.

На всех щитах древних платформ выделяются три комплекса пород этого возраста:

1. Зеленокаменные пояса представляют собой мощные толщи закономерно перемежающихся пород от ультраосновных и основных вулканитов (от базальтов и андезитов к дацитам и риолитам) к гранитам. Эти пояса имеют протяженность до 1000 км при ширине до 200 км.

2. Комплексы орто- и парагнейсов образуют в сочетании с гранитными массивами поля гранитогнейсов. Гнейсы отвечают по составу гранитам и обладают гнейсовидной текстурой.

3. Гранулитовые (гранулитогнейсовые) пояса, под которыми понимают метаморфические породы, сформировавшиеся в условиях средних давлений и высоких температур (7500 – 10000 °С) и содержащие кварц, полевой шпат и гранат.

Верхний этаж (чехол) – представлен полого залегающими толщами осадочных и вулканно-осадочных пород. Они располагаются на сильно дислоцированном фундаменте с резким угловым и стратиграфическим несогласием.

Платформы – подвижные части земной коры. В пределах платформ также совершаются процессы, вызывающие поднятия и опускания их отдельных частей. Движения происходят обычно значительно медленнее, чем в геосинклинальных областях, имеют меньший размах по вертикали, но охватывают очень большие площади. Иногда на территории платформ образуются системы гор, связанные с раскалыванием земной коры,

разломами и поднятием вдоль них отдельных глыб. На древней Сибирской платформе образовались горы Прибайкалья. Наряду с этим на платформах, обычно в тех местах, которые сильно приподняты, образуются глубокие узкие ступенчатые провалы – грабены. К числу таких провалов относятся впадины озер Байкал и Хубсугул.



Рис. 3.20. Озеро Байкал. Вид из космоса

Байкал — озеро тектонического происхождения в южной части Восточной Сибири, глубочайшее озеро планеты Земля, крупнейший природный резервуар пресной воды. Возраст озера 25 – 35 млн лет. Преобразование Байкала продолжается до сих пор, т.к. в окрестностях озера постоянно происходят землетрясения.

Фундамент древних платформ на одних участках приподнят или даже выходит на дневную поверхность, на других глубоко опущен. Приподнятые и выходящие на поверхность блоки называются – щитами, а опущенные – плитами.

В пределах плит различают более мелкие структурные элементы. Это т.н. антеклизы и синеклизы.

Синеклизы – это обширные плоские понижения, под которыми фундамент прогнут.

Антеклиза – это обширная полого-выпуклая структура с приподнятым фундаментом и вследствие этого, имеющая утончённый чехол.

Если плиты и щиты на территории одной платформы поднимаются, то они образуют мегаантеклизу, если они опускаются – мегасинеклизу. Мощность отложений верхнего яруса в антеклизах не более 1500 м, в синеклизах – до 5 км.

В пределах синеклиз и антеклиз выделяют ещё более мелкие структурные элементы. Таковыми являются впадины – небольшие (до нескольких сотен км) неглубоко опущенные структурные элементы, своды – небольшие округлые или овальные приподнятые структурные элементы, валы – изолированные удлинённые антиклиналы, рвы – изолированные удлинённые синклинали.

По краям древних платформ, т.е. там, где они граничат со складчатыми поясами, часто образуются глубокие впадины, называемые *перикратонными областями*. Для перикратонных областей характерны красноцветные соленосные, угленосные и нефтепроизводящие формации (глины, известняки, пески с органическими остатками).

На многих древних платформах на ранних стадиях образования чехла возникли грабены, грабенообразные прогибы – *авлакогены*. Авлакогены возникли в конце протерозоя, в рифее и образовали в теле фундамента протяженные системы (длина – несколько сотен

километров, а ширина – 150 – 200 км). Примером авлакогена является Днепровско-Донецкая геосинклиналь, развившаяся в краевой части Русской платформы во второй половине палеозоя.

Наряду с древними выделяют молодые платформы, которые имеют складчатое основание палеозойского возраста. В их пределах геосинклинальная стадия развития продолжалась до конца палеозойской эры, и лишь с этого времени началось формирование платформенного чехла. Однако развитие различных частей молодых платформ протекало по-разному. В некоторых из них главная складчатость происходила в середине палеозоя, эту складчатость называют каледонской (по старинному названию части Шотландии – Каледонии, где она проявилась очень отчетливо перед девоном), а созданные ею складчатые структуры и пояса называют каледонидами. В других значительных частях молодых платформ главная складчатость создавалась в конце палеозоя. По древнему названию Рейнских гор, Гарца и гор Тюрингии, которые римляне именовали "Герцинскими цепями", она получила название герцинской, а для созданных ею складчатых структур применяют название герциниды.

Таким образом, различают две категории молодых платформ, образовавшихся из палеозойских геосинклинальных областей поверх каледонид и герцинид. Их нередко называют эпикаледонскими и эпигерцинскими. Однако платформенный чехол в обоих случаях начал образовываться только с мезозоя. Наряду с ними есть еще более молодые складчатые области, геосинклинальное развитие которых продолжалось не только в палеозое, но и в течение большей части мезозоя, и завершилось лишь в его конце. Здесь, поверх складчатого основания, еще не успел образоваться осадочный чехол. Хотя геосинклинальное развитие в их пределах закончилось к началу кайнозойской эры, настоящая платформенная стадия еще не наступила. Эти области, занимающие промежуточное положение между геосинклинальной и платформенной стадиями развития, именуют областями мезозойской складчатости, избегая термина платформа, хотя, конечно, по существу, они представляют собой платформы в самой начальной стадии существования. Такие области распространены на обширных пространствах по окраинам побережья Тихого океана как в Азии, так и в Северной Америке.

Геосинклиналь – крупная, чаще всего вытянутая, зона земной поверхности, в течение длительного времени (миллионы лет) испытывавшая погружение, в которой накопилась мощная толща осадочных и вулканогенных пород.

Геосинклинальные подвижные пояса – это подвижные линейно-вытянутые, сильно расчленённые области земной коры, закладывающиеся на границе взаимодействующих литосферных плит и характеризующиеся разнонаправленными тектоническими движениями высокой интенсивности, энергичными явлениями магматизма, включая вулканизм, частыми и сильными землетрясениями и на конечных стадиях развития превращающиеся в эпигеосинклинальный орогенный пояс.

Современные геосинклинальные пояса представляют подвижные части земной коры, в которых и сейчас еще протекают процессы горообразования. В рельефе это области гор, растущие со дна морей в виде гряд островов, разделенных глубокими впадинами. Географически это крупные части поверхности Земли, в которых имеются большие горные поднятия и наряду с ними обширные глубокие, часто занятые водой, впадины земной поверхности. Для геосинклинальных областей типичны очень интенсивные поднятия, до настоящего времени кое-где горы еще растут, хотя и медленно. С этими поднятиями сочетаются глубокие опускания рядом расположенных впадин. В этих областях часты разрушительные землетрясения, присутствуют многочисленные действующие и потухшие вулканы.

Подвижные пояса несмотря на общие черты, объединяющие их, не одинаковы. Выделяют несколько типов подвижных поясов:

1) геосинклинальные подвижные пояса, приуроченные к переходным зонам земной коры от материков к океану и превращающиеся в эпигеосинклинальные орогенные пояса

(эпи – после). Примером этого пояса можно назвать всю территорию Южной Европы, прилегающей к Черному и Средиземному морям, включая горные поднятия Северной Африки (Атласа), Южной Испании, Альп, Апеннин, Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа, Турции. Эта геосинклинальная область, получившая название альпийской, простирается на восток, охватывает юг Каспийского моря, Иран, Афганистан и Гималаи, изгибается к югу и через Бирму выходит в район островов Индонезии. В пределы нашей страны входит лишь сравнительно небольшая часть этой области – она простирается от Украинских Карпат на западе, включая Крым, и далее на Кавказ, Копетдаг, и до Памира на востоке;

2) внутриокеанические орогенные пояса (им соответствуют срединно-океанические хребты). Примером может служить тихоокеанская геосинклинальная область, протягивающаяся вдоль побережья Тихого океана от Камчатки, через Курильскую дугу, Сахалин, острова Японии, Тайвань, Филиппины, северную часть Новой Гвинеи, островные дуги, окаймляющие с востока Австралию, вплоть до Новой Зеландии и Тихоокеанского побережья Антарктиды. С другой стороны океана этот пояс с небольшими перерывами продолжается вдоль западного побережья Северной и Южной Америки;

3) внутриматериковые (расположены внутри материка), превращающиеся в эпиплатформенные орогенные пояса.

Геосинклинальные пояса разделяются на отдельные геосинклинальные области. Внутри геосинклинальных областей выделяются более мелкие геосинклинальные системы (высокоподвижные участки) и срединные массивы или микроконтиненты (устойчивые участки). Геосинклинальные системы отделены от срединных массивов и от прилегающих платформ глубинными разломами.

Срединные массивы – это реликты платформ, на месте которых при их дроблении на отдельные блоки возникли подвижные пояса, или участки рано закончившие развитие и превратившиеся в молодые (ещё тектонически активные) платформы внутри пояса. Длина срединных массивов измеряется сотнями, ширина несколькими десятками километров. Для них характерна невысокая тектоническая активность, двухъярусное, как у платформ, строение. От типичных платформ они отличаются повышенной магматической деятельностью и малыми размерами.

Геосинклинальные области в процессе развития переходят в платформенные. Геосинклинальный тип строения рассматривается как более ранняя стадия развития земной коры. В дальнейшем геосинклинальные области преобразуются в платформенные, представляющие собой более позднюю и совершенную стадию строения земной коры. Точнее, геосинклинальная область в процессе развития превращается в фундамент, основание будущей платформы, это основание потом уже покрывается чехлом платформенных осадков. Таким образом, в процессе развития земной коры геосинклинальная стадия сменяется платформенной стадией с типичным для нее двухэтажным строением.

Процесс перехода геосинклинальных областей в платформенные особенно отчетливо выражен в пределах молодых платформ, в которых складчатый фундамент образовался в геосинклинальный период развития, а осадочный чехол в платформенный. В пределах же древнейших архейских ядер типичная геосинклинальная стадия не выявляется. Считают, что в глубоком докембрии, в архее, земная кора находилась еще в догеосинклинальной стадии: вся она отличалась большой подвижностью и характеризовалась широким развитием основных изверженных пород. Только после образования древних архейских массивов, послуживших зачатками, или ядрами, древних платформ, между ними возникли геосинклинальные области.

Для всех геосинклинальных областей – палеозойских, мезозойских, кайнозойских – характерна смена двух крупных этапов их развития: собственно геосинклинального и заключительного этапа, или горообразования (орогенеза).

На первом, собственно геосинклинальном этапе, образуются как простые антиклинальные и синклинальные складки, так и более крупные и сложные складчатые

структуры. Самые крупные складчатые формы геосинклинальных областей называют антиклинориями и синклинориями. Эти важные элементы структуры сопровождаются крупными разломами. Образование складчатых структур происходит вместе с накоплением в геосинклинальных впадинах мощных толщ – продуктов вулканических излияний. В заключительном этапе геосинклинального развития происходит поднятие крупных горных цепей и массивов, начинают образовываться плоские и широкие впадины, разделенные растущими горными поднятиями. Впадины эти получили наименование межгорных. В некоторых местах образуются впадины и другого типа – так называемые краевые прогибы, возникающие на границе геосинклинальных складчатых областей и окаймляющих их платформ.

Горные поднятия, разделяющие межгорные впадины и краевые прогибы, в структурном отношении часто представляют собой очень крупные антиклинории, которые именуются мегаантиклинориями ("мега" по гречески – большой). Примером мегаантиклинория может служить структура Большого Кавказского хребта. Антиклинальную общую структуру имеют Альпы, Западные и Восточные Карпаты, Балканский хребет, Пиренеи, Гималаи (в целом).

Межгорные впадины и краевые прогибы заполняются толщами, образующимися за счет разрушения растущих горных сооружений. Это толщи песчаников, глин, конгломератов, получивших общее название *молассы*.

Развитие геосинклинальных областей приводило в итоге к образованию земной коры материкового типа. После прекращения этого процесса геосинклинальная область становилась складчатым основанием или фундаментом платформ. Поверх этого основания образовывался чехол осадочно-вулканогенных толщ.

Так в пределах складчатых поясов на разных этапах их геологической истории возникали значительные по площади молодые платформы с позднепротерозойским (байкальским), палеозойским (каледонским и герцинским) и мезозойским складчатым основанием. Самыми молодыми элементами строения материков являются кайнозойские складчатые области, не завершившие своего развития (Альпийская складчатая область Европы и Азии), и области, в которых геосинклинальные процессы еще продолжаются. К последним относятся Индонезийская область и островные дуги периферии Тихого океана, Карибского моря и Южных Сандвичевых островов.

3.1.2. Тектонические нарушения в горных породах

Нарушения со смещением. Величина смещений в разрывных нарушениях составляет от нескольких сантиметров до нескольких километров. Каждое нарушение характеризуется трещиной, или сместителем, сбрасывателем. *Сместитель* – поверхность, по которой произошло разрывное нарушение со смещением. Поверхность сместителя бывает обычно волнистой, иногда зубчатой, занозистой, но чаще ровной и как бы полированной (зеркала скольжения). В случае перемещения крыльев в вертикальном или близком к нему направлении, нижнее крыло называется опущенным, верхнее – поднятым. При наклонных сместителях верхнее крыло называют висячим; нижнее – лежащим; при горизонтальных смещениях вдоль разрыва крылья называют правым и левым.

Расстояние, на которое переместились крылья относительно друг друга, называется *полной амплитудой*. Различают вертикальную составляющую этой амплитуды (вертикальная амплитуда) и горизонтальную составляющую (горизонтальная амплитуда).

Сбросы – это разрывные нарушения, у которых сместитель (разрыв) направлен в сторону лежащего блока. Сбросы, как и другие тектонические нарушения, обычно встречаются группами в разных сочетаниях.

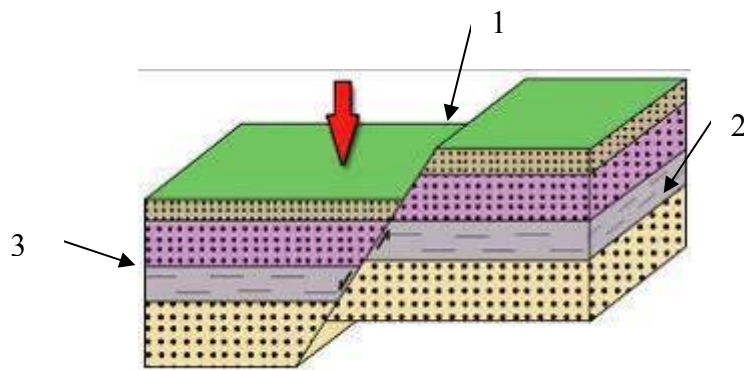


Рис. 3.21. Структурные элементы сброса: 1-сместитель, 2-висячее крыло, 3-лежащее крыло

Взбросы – это разрывные нарушения, у которых сместитель (разрыв) направлен в сторону висячего блока. При сочетании взбросов также образуются структуры типа горстов и грабенов.

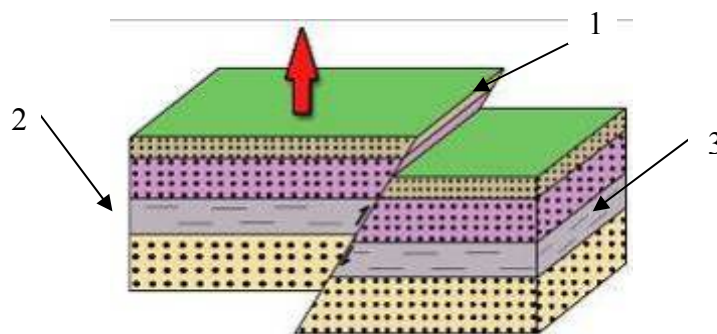


Рис. 3.22. Структурные элементы взброса: 1-сместитель, 2-висячее крыло, 3-лежащее крыло

Грабены – системы ступенчатых сбросов, в которой центральная часть оказывается опущенной, а по обе стороны от нее располагаются ступенчатые сбросы, в каждом из которых последующее крыло приподнято относительно предыдущего.

Горсты – группа сбросов, в которой центральная часть оказывается приподнятой, а периферические опущенными.

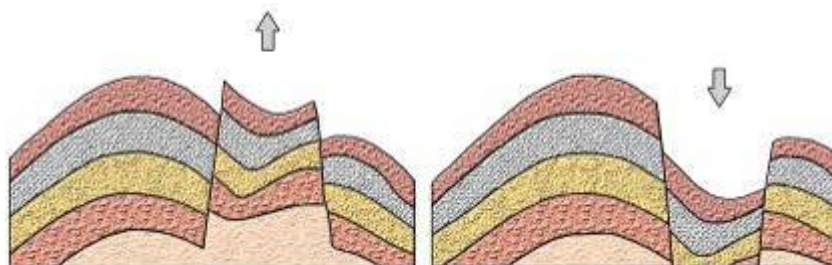


Рис. 3.23. Горст, грабен

Сдвиги – разрывное нарушение, где горные породы смещены в горизонтальном направлении по сместителю.

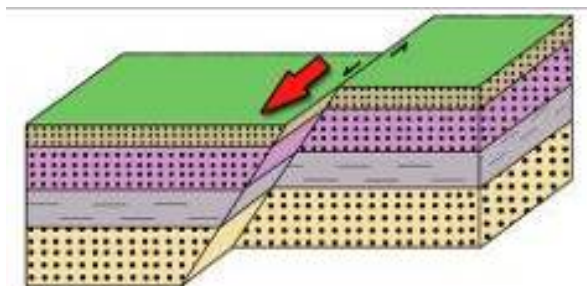


Рис. 3.24. Сдвиг

Раздвиги – это разрывы, при формировании которых перемещение блоков происходит в направлении, перпендикулярном к поверхности отрыва (сместителя). Возникающие при этом полости обычно заполняются обломочным материалом или магматическим расплавом.

Надвиги – это взбросы с пологим, часто изменчивым углом наклона сместителя. Надвиги образуются главным образом в результате продольного сжатия пород. Чаще всего надвиги сочетаются с интенсивной складчатостью.



Рис. 3.25. Раздвиг и надвиг

Часто надвиги образуют серии разрывов с параллельными сместителями. Такие надвиги называются чешуйчатыми. Гигантские надвиги, вдоль которых отмечается перемещение мощных пластин земной коры на расстояние в десятки километров, называют тектоническими покровами или *шарьяжами* (фр. *шарьер* – волочить). Перемещенное (висячее) крыло тектонического покрова называют – *аллохтоном*, а лежащее – *автохтоном*.

Тектонические движение приводят к формированию складчатых структур различных масштабов и размеров. Складчатые нарушения характерны для слоистых пород.

3.1.3. Продукты (горные породы) тектонической деятельности

Под действием направленных движений блоков относительно друг друга в зоне контакта происходит разрушение (дробление и перетирание) пород – катаклаз. Он проявляется в тех случаях, когда величина направленного давления превышает предел прочности пород. Однако в чистом виде катаклаз происходит редко, поскольку областями его максимального проявления служат зоны глубинных разломов, являющиеся в то же время и основными путями подъема тепла и термальных растворов из недр.

При динамическом катаклазе, обусловленном механическим разрушением горных пород в зонах смятия и разломов, возникают брекчии, катаклазиты и милониты.

Брекчия представляет собой агрегат относительно крупных обломков, сцементированных мелкозернистой массой. Обычно обладает массивной текстурой.

Катаклазит характеризуется неполным разрушением материала, в нем можно видеть реликты исходных пород, в той или иной степени деформированных.



Рис. 3.26. Породы динамического катаклаза. Брекчии, катаклазиты

Милонит представляет собой тонко измельченную массу, образующую породу, часто обладающую сланцеватой или линзовидно-полосчатой текстурой. Породы, претерпевшие после дробления или одновременно с ним перекристаллизацию, называются *бластомилонитами*.



Рис. 3.27. Милонит

Нарушения без смещения. Трещиноватость развивается в связи с напряжениями, возникающими в горных породах под влиянием глубинных тектонических сил. Выделяются трещины оперения, отрыва и скалывания, которые образуют системы, закономерно ориентированные по отношению к крупным тектоническим структурам.

Трещины оперения – кулиснорасположенные системы трещин отрыва, образующие полосу вдоль сдвигового смещения (“оперяющие” сдвиг делают его похожим на перо птицы). По отношению к сдвигу “оперяющие” его трещины отрыва ориентируются под углом, приблизительно равным 45° , т.е. нормально к оси максимального растяжения. Таким образом, часто имеют *S-образный* рисунок, по которому легко устанавливается направление сдвига.

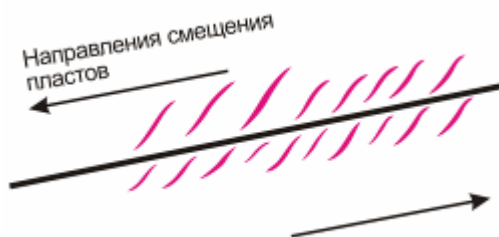


Рис. 3.28. Трещины оперения при разнонаправленном смещении блоков

Трещины отрыва – тектонические трещины, возникающие под действием максимально нормальных растягивающих напряжений, когда абсолютная величина последних превышает предел прочности горных пород на отрыв. Трещины отрыва формируются в механических обстановках сжатия, растяжения и сдвига, ориентируясь нормально к оси максимального растяжения. Обычно это открытые зияющие трещины, часто заполненные жильным материалом (кварцем, карбонатом и рудными минералами). Размер тектонических трещин колеблется в широких пределах: от микроскопических до нескольких десятков метров в длину, при ширине открытия от нескольких миллиметров до метров, иногда несколько больше.

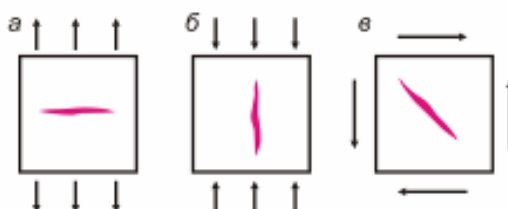


Рис. 3.29. Трещины отрыва, образующиеся при растяжении (а), сжатии (б) и сдвиге (в)

Трещины скалывания – тектонические трещины, возникающие под действием максимальных касательных напряжений, величина которых превышает предел прочности горных пород на сдвиг. Трещины скалывания формируются в механических обстановках сжатия и сдвига. Часто трещины скалывания образуют сопряженные системы, ориентирующиеся под углом, несколько меньшим 45° к направлению оси сжатия. Трещины сжатия обычно плотно сжаты и имеют гладкие поверхности. Нередко их поверхности несут следы перемещения в виде царапин, борозд, “зеркал скольжения”.

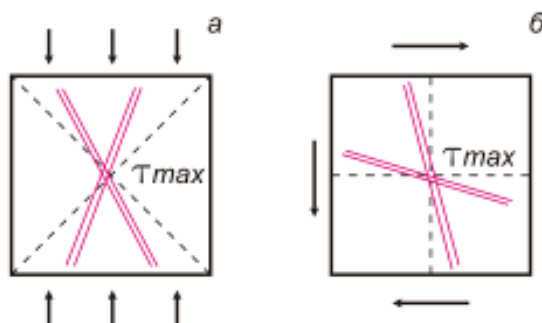


Рис. 3.29. Трещины скалывания, возникающие при сжатии (а) и сдвиге (б)

Кливаж – мелкая трещиноватость, которая образуется в местах изгиба горных пород. Имеет поперечную и продольную ориентировку.

Явление трещиноватости имеет как положительные, так и отрицательные практические последствия. По трещинам проникают глубинные растворы (флюиды), несущие рудные компоненты, которые формируют месторождения полезных ископаемых. Глубинные горизонты трещиноватых пород могут быть коллекторами пресной воды, нефти и газа.

Пластическая деформация или складчатые нарушения. Складчатыми структурами (пликативными) называются складки слоистых, осадочных или эффузивных пород, происшедшие главным образом в результате пластической деформации пород под воздействием тектонических сил.

Складки делятся на антиклинальные и синклинали. *Антиклинальной* складкой называется изгиб слоев горных пород, обращенный выпуклостью вверх. Во внутренней части, т.е. в ядре антиклинальной складки залегают наиболее древние породы, что является ее отличительной особенностью. *Синклинали* складкой называется изгиб слоев, обращенный выпуклостью вниз. В ядре синклинали залегают наиболее молодые породы.



Рис. 3.29. Синклиналь и антиклиналь

В обеих формах складок различают отдельные элементы, среди которых важнейшими являются: крылья, замок (или свод), угол, шарнир, осевая поверхность, ось, ядро.

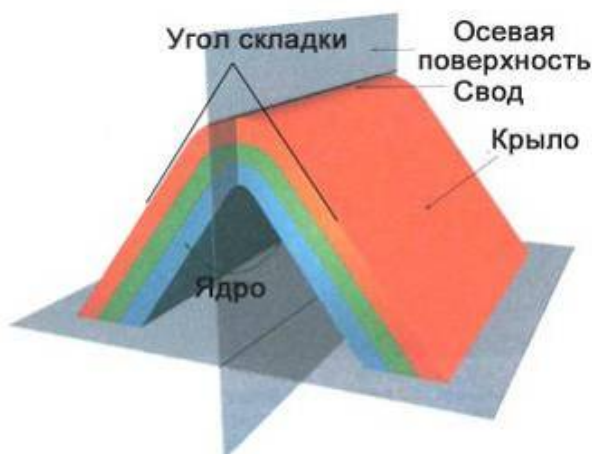


Рис. 3.30. Элементы складки

Крылья складки представляют собой боковые части складки, в пределах которых слои обычно имеют односторонний наклон. В упрощенном геометрическом изображении крылья складки представляются плоскими поверхностями.

Замок, или свод, складки представляет собой зону встречи крыльев и замыкание слоев складки. Он характеризуется наибольшим изгибом слоев. В результате разрушения, например, размыва складки, замок может быть уничтожен. Представление о полной складке в этом случае может быть получено путем графического построения “воздушными” пунктирными линиями.

Угол складки образуется продолженными до пересечения крыльями. Чаще всего угол складки может быть измерен путем геометрических построений на поперечном сечении (профиле) складки.

Осевая поверхность делит угол складки пополам. Это воображаемая поверхность, соединяющая замки изгибов всех слоев, образующих складку.

Ось складки – линия пересечения осевой поверхности с поверхностью Земли. Часто эту линию наносят на геологические карты. По положению оси ориентируют складку в пространстве.

Шарнир складки – линия, получающаяся от пересечения осевой поверхности с поверхностью любого из пластов, собранных в складку. Эта линия изгибается в

вертикальной плоскости по мере поднятия или погружения замка. Шарнир может изгибаться также и в горизонтальной плоскости, повторяя изгибы складки. В плане эти изгибы называют *ундуляциями* шарнира складки. Шарнирных линий в складке можно провести столько, сколько слоев участвует в построении складки. Шарнир является одним из наиболее важных элементов складки. По нему определяют положение в пространстве замков различных по глубине залегания слоев, образующих складку.

Ядром складки называют внутреннюю часть складки, заключенную между крыльями и замком.

Классификация складок. Форма складок бывает различной; существует их подробная морфологическая классификация, в основу которой положен принцип разделения складок по взаимоположению в пространстве осевой поверхности и крыльев, а также по форме замка складки.



Рис. 3.31. Типы складок

В зависимости от наклона осевой поверхности и крыльев складки подразделяются на:

- прямые, или стоячие, когда осевая поверхность располагается вертикально и крылья падают симметрично от нее (у антиклинали) или к ней (у синклинали);
- косые, когда осевая поверхность наклонена, а крылья падают в разных направлениях;
- лежачие, когда осевая поверхность располагается в направлении, близком к горизонтальному, и крылья почти параллельны друг другу;
- перевернутые – такие, у которых осевая поверхность наклонена под углом более 90° , считая от вертикали, а крылья почти параллельны.

Перевернутая антиклинальная складка по внешнему виду напоминает синклинальную, но в центре ее располагаются более древние “нижние” пласты; соответственно у опрокинутой синклинальной складки, внешне напоминающей антиклинальную, в ядре располагаются наиболее молодые пласты.

По характеру сочленения крыльев, т.е. по форме замка и его перехода в крылья, выделяются следующие формы складок:

- гребневидные – складки, у которых крылья сходятся под острым углом и замок имеет узкую остроугольную форму;
- сундучные – складки с широким плоским замком, в пределах которого пласты лежат горизонтально или слабо наклонены;

- веерообразные – складки с широким замком и пережатым ядром; крылья у веерообразных антиклиналей падают в сторону осевой поверхности, а у веерообразных синклиналей – от нее;
- изоклиналильные – складки с узким замком и почти параллельными крыльями.

Наряду с морфологическими классификациями существует генетическая классификация складок.

Генетическая классификация складок исходит из происхождения той или иной группы складок. Складки возникают не мгновенно, они обычно формируются в течение длительного времени.

Подобная складка образуется и связывается с раздавливанием и растяжением пород на крыльях и перемещением вещества с крыльев складки в замок, в связи с чем в замке складки наблюдается утолщение слоев, а на крыльях, наоборот, утончение и растяжение слоев.

Параллельной называется складка, у которой мощность пластов не изменяется, и поверхности всех пластов в складке параллельны друг другу.

Конседиментационной, т.е. совпадающей по времени образования с накоплением осадков, складкой называется антиклинальная складка, пласты которой в замке бывают сильно утончены, а в крыльях расширены, и синклиналильная с резко утолщенными слоями в замке. Конседиментационные складки растут параллельно с осадконакоплением. В сводовой части замка такой складки осадков накапливается меньше, чем на крыльях и в синклиналиях. Конседиментационные антиклинальные складки по форме несколько напоминают так называемые диапировые и псевдодиапировые складки.

Диапировой называется такая складка, у которой в сводовую часть внедрилось снизу какое-либо пластичное вещество, например соль (соляной диапир) или глина (глиняный диапир) и оно протыкает (“диапиро” – протыкаю, пронзаю) покрывающие пласты горных пород. Пласты в такой складке оказываются приподнятыми в сторону внедрившегося тела. Свод складки утончен.

В складках различают: длину или протяженность – расстояние, на которое прослеживается складка вдоль шарнира; ширину складки – расстояние между замками. По соотношению длины и ширины все складки разделяются на две большие группы: линейные или вытянутые и брахискладки или укороченные; у первых, длина значительно превышает ширину, у вторых – превышает не более чем в два-три раза. Среди брахискладок различают брахиантиклинали и брахисинклинали.

В том случае, когда ширина и длина складки почти равны, образуются купола, чаши и мульды.

Очень часто на фоне большой крупной антиклинальной складки возникают многочисленные более мелкие складки. Такая сложная антиклиналь носит название антиклинория. Соответственно, сложная синклиналильная складка носит название синклинория. Антиклинории и синклинории, также как и отдельные складки, могут быть прямыми, наклонными и веерообразными. В складчатых системах обычно выделяется несколько параллельно расположенных антиклинориев.

Флексура – это изгибы слоёв чехла без разрыва их сплошности и с сохранением параллельности крыльев, возникающие под зонами разломов в фундаменте при подвижке блоков. У флексуры различают три “крыла”: верхнее, смыкающее и нижнее.

Толщина пластов в смыкающем крыле вследствие растяжения всегда меньше, чем в двух смежных крыльях. Флексуры обычно располагаются над разрывными нарушениями и обязаны своим происхождением последним.

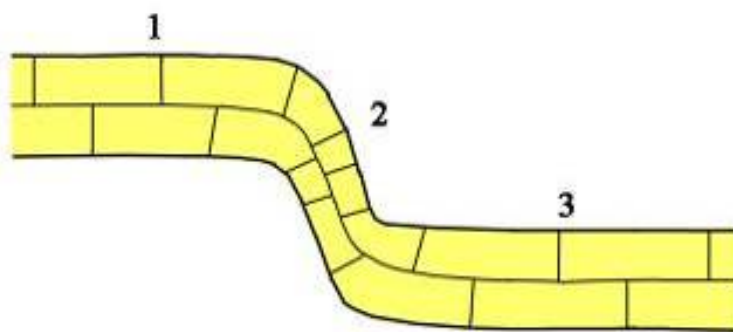


Рис. 3.32. Структурные элементы флексуры. 1- верхнее крыло; 2 – смыкающее крыло; 3 – нижнее крыло

Происхождение складок. В каждом складчатом районе встречаются различные по форме складки, но обычно какой-то вид их преобладает, что и определяет общий характер структуры. Например, для геосинклинали южного склона Большого Кавказа весьма характерны изоклиналиные складки, поэтому этот район называется районом развития изоклиналиной складчатости.

По характеру складок выделяют районы с прямой, веерообразной, брахиантклиналиной, куполовидной и диапировой складчатостью. Тип складчатости является одним из самых главных признаков, позволяющих выделить основные структурные элементы земной коры, такие как геосинклинали, платформы и промежуточные между ними области – краевые прогибы, срединные массивы.

В геосинклиналях складки заполняют все пространство путем непрерывного чередования выпуклых и вогнутых форм. В связи с этим В.В. Белоусов складчатость геосинклиналей называет полной складчатостью, т.е. заполняющей все пространство. Складки в геосинклинальных областях очень часто осложнены различными дизъюнктивными нарушениями.

В краевых частях складчатых областей часто встречается коробчатая складчатость. Она развита там, где напряжения проявились с меньшей силой или распространены массивные, трудно поддающиеся смятию породы. Для этой складчатости характерны сундучные антиклинали и коробчатые синклинали с плоским замком и более крутыми крыльями.

Гребневидная складчатость наиболее типична для крупных прогибов, часто развитых на границе геосинклиналей и платформ, именуемых передовыми или краевыми прогибами, или для межгорных прогибов. Эта складчатость характеризуется узкими сжатыми антиклиналями и широкими плоскими синклиналями коробчатого типа. Кроме того, для этого типа характерны диапировые складки. Такие складки образуют четкообразные или кулисообразные сочетания. Подобная складчатость развита в Предкавказском краевом прогибе, Куринском межгорном прогибе, Предкарпатском краевом прогибе и др.

Для платформы весьма характерны крупные своды и впадины, созданные колебательными движениями. Это крупные плоские впадины – синеклизы типа Московской, ширина которой достигает нескольких сотен километров, а наклон крыльев измеряется секундами, и крупные своды – антеклизы типа Воронежской и Татарской на Русской платформе.

Из складчатых форм на платформах встречаются флексуры, плакантиклинали (пологое округлое или овальное (часто расплывчатых очертаний) поднятие слоев осадочного чехла в пределах континентальных платформ) и плакосинклинали, купола и чаши. Все эти складки не заполняют целиком пространства платформы, где остается много участков с горизонтально залегающими пластами, в связи с чем, складчатость платформ В.В. Белоусов предложил называть прерывистой.

Вопросы для самоконтроля

- 1. Дайте характеристику литосферным плитам.*
- 2. Охарактеризуйте механизм расхождения земной коры.*
- 3. Почему возникают трансформные разломы?*
- 4. Как формируются континентальные рифты (два варианта)?*
- 5. Что происходит в зонах схождения земной коры?*
- 6. Объясните причины возникновения активных континентальных окраин.*
- 7. Объясните причины возникновения островных дуг и горячих точек.*
- 8. Почему образуются горы в зонах столкновения литосферных плит?*
- 9. Перечислите основные структурные элементы платформ.*
- 10. Перечислите основные структурные элементы геосинклиналей.*
- 11. Перечислите и охарактеризуйте тектонические нарушения со смещением.*
- 12. Назовите продукты (горные породы) тектонической деятельности.*
- 13. Перечислите и охарактеризуйте тектонические нарушения без смещения.*
- 14. В чем причина пластических деформаций в горных породах?*

3.2. Землетрясения

Землетрясение – колебательные движения земной коры, вызванное природными и техногенными причинами. Проявляются землетрясения в виде подземных толчков, часто сопровождающиеся подземным гулом, волнообразными колебаниями почвы, образованием трещин, разрушением зданий, дорог и даже человеческими жертвами.

Наука, которая изучает землетрясения – сейсмология (*от греч. “сейсмос” – трести*). Сейсмология – раздел геофизики, изучающий причины, подготовку и процесс землетрясений, а также последствия с ними связанные. Исследование сейсмического процесса включает изучение совокупности землетрясений в пространстве и времени, выявление причинно-следственных закономерностей их возникновения и связи с общей эволюцией Земли. Практическая их цель - долгосрочный прогноз мест возникновения, силы и повторяемости землетрясений.

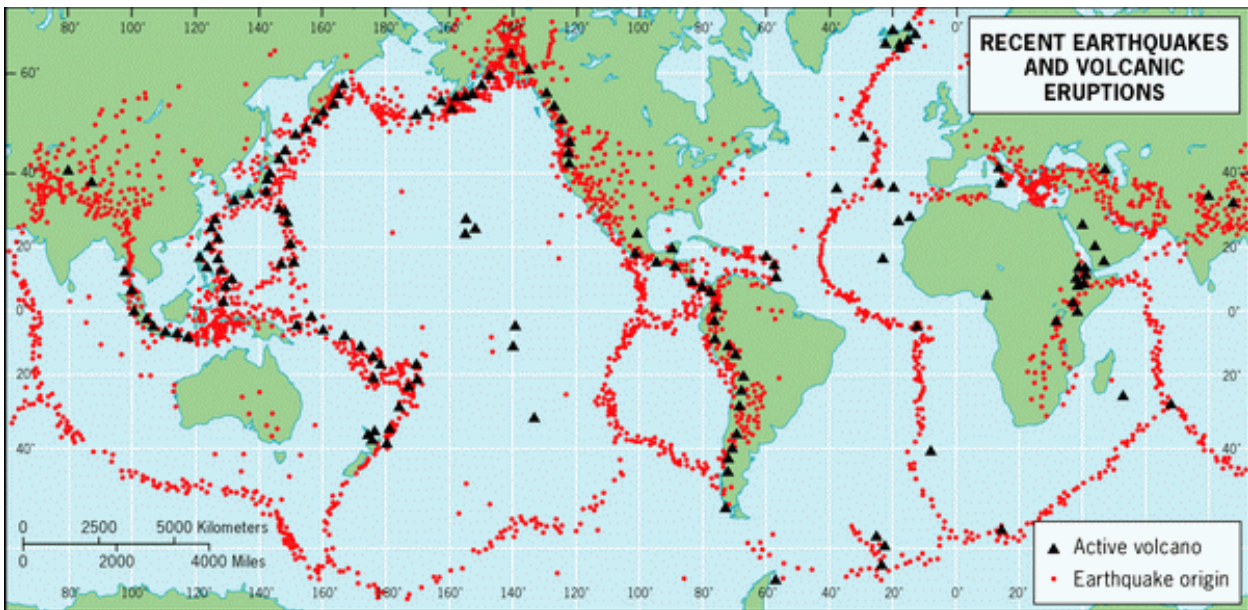


Рис. 3.33. Карта вулканов и зон землетрясений

В течение года сейсмологи регистрируют свыше 1 млн. подземных толчков, что составляет в среднем около 120 толчков в час или два в минуту. К счастью, немногие из них бывают разрушительными и катастрофическими.

Вопрос о происхождении и геологических условиях возникновения землетрясений достаточно сложен и до конца не решен. Однако по современным представлениям землетрясения связывают с тремя главными причинами, которые и определяют их генетические типы.

Обвальные (денудационные) землетрясения связаны с процессами разрушения земной коры – обвалами в горах, крупными оползнями, провалами сводов естественных пустот (например, карстовых пещер) и т. д. Эти землетрясения поверхностные, так как обладают минимальной глубиной гипоцентра (до 10 км). Сила их в редких случаях может быть значительной, однако отмечается только в эпицентре и быстро убывает с удалением от него. Доля денудационных землетрясений в общем балансе землетрясений невелика.



Рис. 3.34. Обвал в Гималаях

Вулканические землетрясения связаны с деятельностью вулканов и возникают в результате глубинных взрывов газов, выделяющихся из магмы, гидравлических ударов магмы, движущейся по каналу сложной формы и сечения, и т. д. По глубине очага вулканические землетрясения относятся к нормальным, однако гипоцентр их редко залегает на глубинах, превышающих 30–50 км. Землетрясения этого типа часто сопровождают вулканические извержения и обычно предшествуют им, поэтому землетрясения вблизи действующих вулканов являются показателем приближающегося вулканического извержения, хотя и не всегда достаточно надежным.

Вулканические землетрясения более распространены, чем денудационные, однако их доля в общем числе землетрясений также невелика.

Тектонические землетрясения составляют около 95 % всех землетрясений, регистрируемых на нашей планете. По современным представлениям, они связаны с кратковременными разгрузками механических напряжений, возникающих при взаимных перемещениях (вертикальных и горизонтальных) отдельных блоков литосферы. Сила трения до некоторых пор препятствует этим перемещениям и тем самым способствует накоплению напряжений. Когда смещающие силы превышают силу трения, наступает кратковременная разгрузка этих напряжений, приводящая к смещениям блоков по глубинным разломам, образованию новых разрывов в коре.



Рис. 3.35. Смещение одной части поля относительно другой по разлому во время землетрясения, США

Эта разгрузка сопровождается образованием сейсмических волн, распространяющихся от гипоцентра, которым обычно является наиболее напряженный узел деформаций.

Тектонические землетрясения могут быть связаны с перемещениями блоков не только земной коры, но и литосферы в целом, поэтому землетрясения этого типа наиболее глубокофокусные, очаг их часто располагается на глубинах в несколько сот километров. Вследствие значительной глубины очага и огромного количества накопленной и выделяющейся энергии

тектонические землетрясения регистрируются сейсмическими станциями в самых удаленных от эпицентра точках земного шара, а катастрофические последствия наиболее мощных из них охватывают значительные территории.

Примером связи землетрясения со смещением блоков литосферы могут служить геологические данные по разлому Сан-Андреас на западном побережье США. По этим данным, периодические землетрясения в районе связаны с кратковременными прерывистыми горизонтальными смещениями блоков литосферы при накоплении механической энергии, достаточной для “страгивания” одного блока относительно другого. Геологические данные свидетельствуют о том, что в течение кайнозойской эры величина такого смещения достигла 200 км и продолжается со средней скоростью около 5 см/год.



Рис. 3.36. Разлом Сан-Андреас, Калифорния, США

Со смещением по разлому Сан-Андреас связаны многочисленные землетрясения, в том числе катастрофическое землетрясение 1906 г., разрушившее г. Сан-Франциско.

Однако наиболее глубоководные землетрясения, по-видимому, связаны не с горизонтальными, а с вертикальными смещениями блоков. Приуроченность очагов землетрясений к узким зонам, прослеживающимся под сейсмическими желобами и наклоненными под углом 45° (к зонам Заварицкого–Беньоффа), дает основание связывать частые землетрясения в этих районах с процессами прерывистого подвигания океанической коры под континентальную. Протяженная сейсмическая зона прослеживается по периферии Тихого океана вдоль глубоководных желобов, причем всюду фокальная плоскость падает в направлении континентов, достигая глубины 600–700 км. С такими зонами поглощения океанической коры, расположенными на периферии Тихого океана, связаны многочисленные землетрясения, в том числе катастрофические – в Токио (1923 г.), Чили (1960 г.) и др.

Четкое соответствие очагов многочисленных землетрясений центральным зонам срединно-океанических хребтов свидетельствует о том, что тектонические землетрясения связаны с деформациями не только сдвига и сжатия, но и растяжения. Периодические разрывы базальтовых новообразований коры центральной (рифтовой) зоны океанического хребта сопровождаются кратковременными выделениями энергии в виде сейсмических волн и являются причинами многих землетрясений с относительно неглубокими залеганиями гипоцентра.

Разгрузка механических напряжений, возникающих в верхних слоях земной коры, часто является причиной тектонических землетрясений с неглубоким (до 6–8 км) фокусом. Хотя неглубокое залегание фокуса определяет быстрое затухание силы землетрясения в направлении от очага, в эпицентре сила землетрясения может быть значительной. Примером поверхностного тектонического землетрясения может служить Ташкентское землетрясение

1966 г., связанное с вертикальной подвижкой блоков палеозойского фундамента. Вертикальное смещение северо-восточного блока привело к подъему поверхности в области эпицентра на 5 см. Магнитуда землетрясения составила 5,3, а сила в эпицентра достигла 8 баллов.

Постепенная прерывистая разгрузка механических напряжений при тектоническом землетрясении наглядно отражается в повторяемости подземных толчков. Главный толчок землетрясения в течение длительного времени сопровождается повторными, обычно более слабыми толчками, которые называются *афтершоками*. Очаги афтершоков обычно совпадают с фокусом главного толчка или расположены рядом с ним.

Афтершоки продолжаются довольно долго (до 3–4 лет) после основного толчка, однако частота их убывает. При Ашхабадском землетрясении 1929 г. афтершоки ощущались около месяца, но число их уменьшилось с 300 (1–2 мая) до 50 (5–6 мая).

Цунами. Особую разновидность землетрясений представляют подводные землетрясения, или моретрясения. Катастрофическими последствиями сопровождаются моретрясения, вызывающие волны *цунами*. Эти волны возникают при быстрых провалах дна, вызванных смещениями блоков. При этом в эпицентре моретрясения образуется волна, направленная вверх и приводящая к подъему уровня воды. На поверхности воды эта волна преобразуется в волну цунами, концентрически распространяющуюся от эпицентра со скоростью до 800 км/ч.



Рис. 3.37. Цунами и землетрясение в Японии, 2011 г.

В океане высота волн цунами не превышает 2 м, что при огромной длине волны (100–300 км) делает их малозаметными. Однако на мелководье, при приближении к берегу, волна тормозится, вырастает до 30–40 м, принимает резко асимметричную форму и обрушивается на берег. При этом разрушительная сила волны пропорциональна ее скорости.

Катастрофические последствия Лиссабонского землетрясения 1755 г. во многом были связаны с разрушительной силой волн цунами, достигавших высоты 26 м, трижды обрушивавшихся на берег и затопивших побережье на ширину около 15 км. Волна цунами, возникшая в 1883 г. при взрыве вулкана Кракатау, достигла высоты 40 м и в течение нескольких минут смыла с окружающих островов 35 тыс. человек. Катастрофическими были последствия цунами землетрясений Курильского 1952 г., Чилийского 1960 г., Японского (Ниигатского) 1960 г., Анкориджского (на Аляске) 1964 г. и др. Одним из наиболее трагических по последствиям было Курильское цунами 1952 г., разрушившее г. Северо-Курильск на о-ве Парамушир.

Из катастрофических землетрясений по разрушительной силе наиболее известны Лиссабонское (1755 г.), Калифорнийское (1906 г.), Тайваньское (1906 г.), Мессинское (1908 г.), Ганьсуйское (1920 г.), Токийское (1923 г.), Иранское (1935 г.), Чилийские (1939 г., 1960 г.), Агадирское (1960 г.) и др. На территории нашей страны к наиболее значительным следует отнести Ашхабадское (1948 г.), Ташкентское (1966 г.) и Газлийское (1976 г.) землетрясения.

Значительное разнообразие землетрясений связано с изменением глубины гипоцентра. Диапазон изменения глубин очагов очень велик, значительно больше мощности земной коры. Так, если в одних районах глубина очага не превышает 10 км, то в других она составляет 500, 600 и даже 700 км. Однако в целом с увеличением глубины гипоцентра частота землетрясений уменьшается. Эту особенность сейсмической активности Земли проследили Б. Гутенберг и Ч. Рихтер (1941 г.) по данным землетрясений 1903—1941 гг.:

В целом по глубине гипоцентра землетрясения делятся на:

- поверхностные с гипоцентром на глубине до 10 км,
- нормальные – 10–60 км,
- промежуточные – 60–300 км,
- глубокофокусные – более 300 км.

На территории СНГ преобладают нормальные землетрясения – 46 % всех зарегистрированных землетрясений, поверхностные составляют 36 %, а промежуточные 18 %. Глубокофокусных землетрясений немного и отмечаются они в основном в пределах Дальнего Востока.

Масштабы разрушений при крупных землетрясениях огромны. В земной коре возникают крупные разломы. Так, при катастрофическом землетрясении 4 декабря 1957 г. в Монгольском Алтае возник разлом Богдо длиной около 265 км, а общая длина образовавшихся разломов достигла 850 км. Землетрясения часто сопровождаются разрушением зданий, сооружений, человеческими жертвами. Причем землетрясениям подвержено не менее 10 % суши, т. е. территория, на которой проживает половина человечества. Землетрясения остаются наиболее губительными из природных катастроф – наиболее крупные из них уносят сотни тысяч жизней и оставляют следы разрушительной деятельности на тысячах квадратных километров. При землетрясении 1556 г. в Шаньси погибло около 830 тыс. человек; уже в наши дни, 28 июля 1976 г. в результате катастрофического землетрясения был разрушен г. Тяньшань (в 150 км к востоку от Пекина), при этом число жертв было оценено в 655 тыс. человек.



Рис. 3.38. Разломы в результате землетрясения в Японии, 2011 г.

Большая часть земного шара сейсмически безопасна. И лишь две обширные области на нашей планете подвержены частым землетрясениям. Одна из них охватывает кольцом берега Тихого океана. Ее называют Тихоокеанским сейсмическим поясом. Другая тянется через средиземноморские страны Европы, Ближний и Средний Восток, Центральную Азию вплоть до Индонезии. Это Альпийский, или Средиземноморско-Азиатский пояс. Есть и отдельные сейсмические полосы. Они пролегают через Индийский и Атлантический океаны.

На Тихоокеанском поясе толчки разрушительной силы повторяются в среднем через 150 лет, Средиземноморско-Азиатском поясе – через 200–300 лет, а на платформенных равнинах – не чаще одного раза в 500–700 лет.

Основные понятия и терминология

Центр возникновения землетрясения называется его *фокусом*, или *гипоцентром*. Расчеты параметров гипоцентра реальных землетрясений показывают, что в первом приближении очаг представляет собой сферу, радиус которой может измеряться десятками километров. Таким образом, обычно очаг землетрясения не точка, а некоторый объем, размер которого для сильных землетрясений значителен.

В очагах землетрясений возбуждаются упругие продольные и поперечные сейсмические волны, распространяющиеся во все стороны. Характер их распространения достаточно сложен и определяется особенностями внутреннего строения Земли. Точка на поверхности Земли, расположенная на кратчайшем расстоянии от очага, называется *эпицентром*, а точка, наиболее удаленная от очага, – *антиэпицентром*. Максимальной разрушительной силы землетрясение достигает в эпицентре, по мере удаления от эпицентра сила его убывает.

Линии равных значений силы землетрясения называются *изосейстами*, а зона, окружающая эпицентр и ограниченная изосейстой максимального значения, называется *плейстосейстовой* областью. Форма этой области целиком определяется геологическими условиями района, в котором расположен эпицентр. Так, форма плейстосейстовой области Карпатского землетрясения 10 ноября 1940 г. близка к форме горной цепи Вранча, под которой располагался очаг.

Слабые толчки этого землетрясения силой до 3 баллов достигали Москвы; характерно, что почти через 40 лет, 4 марта 1977 г. с этим очагом, залегающим на глубине 120–150 км, было связано новое, еще более сильное землетрясение до 9–10 баллов, отголоски которого до 4–5 баллов также ощущались в Москве.

Анализ распространения землетрясений на Земле показывает, что они приурочены в основном к узким активным зонам земной коры, которые называются сейсмическими. Наибольшей активностью характеризуется периферия Тихого океана, образующая Тихоокеанский сейсмический пояс. С этой зоной связано около 80 % всех землетрясений. Значительное число очагов землетрясений сосредоточено в Средиземноморско-Индонезийском сейсмическом поясе, протягивающемся от Гибралтара через Средиземное море, Малую Азию, Ближний Восток и Гималаи к островам Индонезии. Здесь происходит сочленение этого пояса с Тихоокеанским.

Кроме указанных поясов сейсмически активны зоны срединно-океанических хребтов (Центральноатлантического, Восточно-Тихоокеанского, Индийского) и Восточно-Африканская зона рифтовых разломов.

Регистрация землетрясений

Регистрация колебаний земной коры производится сетью сейсмических станций, на которых они отмечаются специальными приборами – сейсмографами, с высокой точностью фиксирующими время прихода волн (начало землетрясения) и их амплитуду. Обычно на сейсмической станции волны регистрируются на трех сейсмографах: на одном – вертикальные колебания, а на двух – горизонтальные, ориентированные в широтном и меридиональном направлениях. Сейсмографы регистрируют землетрясение в виде сейсмограммы. Первыми фиксируются продольные волны *P*, характеризующиеся максимальной скоростью распространения, затем – поперечные *S* и последними – поверхностные *L*, которые распространяются с небольшой скоростью и быстро затухают.

Продольные волны – вызваны сжатием и растяжением горных пород, что вызывает изменения их объема и направлены вдоль сейсмического луча. Продольные волны свойственны всем средам, их скорость в воздухе 330 м/с, в воде 1500 м/с, в горных породах 5–6 км/с.

Поперечные волны направлены поперек сейсмического луча, вдоль фронта волны. Они проходят только через горные породы и распространяются со скоростью 3–4 км/с.

Поверхностные волны возникают на границе двух сред (атмосфера и литосфера, гидросфера и атмосфера), которые в эпицентре достигают значительной амплитуды.

Результаты регистрации землетрясения на станциях используются для определения положения эпицентра.

Сила землетрясения обычно оценивается в баллах по 10- или 12-балльной шкале. В 1952 г. принята 12-балльная сейсмическая шкала, приведенная (в сокращенном виде). Баллы не являются физическими единицами и служат для определения силы подземных толчков и колебаний по внешним проявлениям: ощущениям людей, перемещению предметов, степени разрушения строений и, наконец, изменению рельефа. Чаще всего для оценки землетрясения используется 12-балльная шкала. Это означает, что в зависимости от интенсивности все возможные землетрясения разбиты на 12 рангов по нарастающей.

- 1 балл (незаметное) – приборы улавливают колебания почвы.
- 2 балла (очень слабое) – землетрясение практически не ощущается людьми.
- 3 балла (слабое) – колебания отмечают немногими людьми.
- 4 балла (умеренное) – многие люди чувствуют подземные толчки; открываются неплотно закрытые окна и двери.
- 5 баллов (довольно сильное) – раскачиваются висячие предметы, скрипят полы, дребезжат стёкла, осыпается побелка.
- 6 баллов (сильное) – землетрясение ведёт к лёгкому повреждению некоторых зданий: появляются тонкие трещины в штукатурке, печах и т. п.
- 7 баллов (очень сильное) – неизбежны значительные повреждения отдельных зданий: сыплется штукатурка, возникают тонкие трещины в стенах, ломаются дымовые трубы.
- 8 баллов (разрушительное) – наблюдаются сильные разрушения: образуются большие трещины в стенах зданий, падают карнизы, дымовые трубы; на склонах гор появляются оползни и трещины шириной до 10 см.
- 9 баллов (опустошительное) – во многих зданиях рушатся стены, перегородки, кровля; в грунте образуются трещины шириной более 10 см; происходят обвалы, осыпи и оползни в горах.
- 10 баллов (уничтожающее) – разрушается большинство зданий, в некоторых – серьёзные повреждения; трещины в грунте до 1 м шириной; обвалы и оползни в горах; в результате завалов в речных долинах возникают озёра.
- 11 баллов (катастрофа) – многочисленные трещины на поверхности Земли и вертикальные перемещения по ним; сильные обвалы в горах; общее разрушение зданий.
- 12 баллов (сильная катастрофа) – наблюдается сильное изменение рельефа: многочисленные трещины, вертикальные и горизонтальные перемещения по ним; огромные обвалы и оползни в горах; изменяются русла рек, образуются водопады и озёра; полное разрушение всех зданий и сооружений.

Главный недостаток балльной шкалы интенсивности заключается в том, что инженеры и строители не могут ею пользоваться. Им нужны физические данные о колебаниях земной коры – ускорение, амплитуда, спектр. Поэтому существует такое понятие как магнитуда.

Магнитуда – наибольшее смещение почвы на расстоянии 100 км от центра землетрясения. Максимальное значение магнитуды – 8,5 см, магнитуда 5,5 см соответствует 6–7 баллам.

Прогноз землетрясений

Прогнозирование землетрясений предполагает получение ответов на три главных вопроса:

- 1) где, в каком районе, в какой точке земной поверхности произойдет землетрясение?
- 2) какова предполагаемая интенсивность будущего землетрясения?
- 3) когда произойдет землетрясение?

Ответ на первые два вопроса дает сейсмическое районирование, задача которого заключается в выделении районов сейсмической активности и дифференцированной оценке их по силе возможных землетрясений. Эта сложная задача включает тщательный анализ частоты прошлых землетрясений, положения их эпицентров и гипоцентров, детальное изучение особенностей геологического строения выделенных сейсмических участков и т. д.

На юге Украины, в Крыму и на Кавказе будущие землетрясения могут достигать интенсивности 7–8 баллов. Такой же силы землетрясения возможны в Восточной Сибири. Землетрясения до 9 баллов могут произойти в западной Туркмении, на Памире и Тянь-Шане; еще более сильные (до 10 баллов) землетрясения возможны в Забайкалье. Узкая сейсмическая зона протягивается на территории Камчатки и Курильских островов, где возможны землетрясения силой до 9 баллов.

Сейсмическое районирование является важной задачей, так как позволяет учитывать сейсмические особенности районов при планировании и строительстве городов, железных дорог, атомных и гидроэлектростанций, и т. д.

Значительно сложнее обстоит дело с решением третьего вопроса прогнозирования землетрясений – определением возможного времени начала будущих землетрясений. В общем виде этот вопрос до настоящего времени не решен, хотя исследования ведутся в нескольких перспективных направлениях. К таким исследованиям следует отнести:

- анализ деформаций земной коры с помощью специальных приборов – наклономеров, регистрирующих малейшие изгибы и подвижки пластов. Возможно, эти данные позволят установить тот критический порог деформаций, за которым следует разгрузка механического напряжения, т. е. землетрясение. В более общей форме механические напряжения оценивают по геодинамическим критериям, включающим синхронное измерение вертикальной и горизонтальной составляющих тектонических движений;

- изучение в некоторых сейсмических районах подземных вод, состав (в частности, содержание радона) и температура которых резко изменяются за несколько дней до землетрясения. В целом это направление исследований должно установить геохимические критерии прогноза, оно включает определения ионного состава подземных вод, состава растворенных газов, содержания микрокомпонентов (фтора, бора, ртути, мышьяка, урана и др.), измерения изотопных соотношений гелия, аргона и т. д.;

- регистрацию и изучение комплекса физических параметров различных слоев земной коры и насыщающих их флюидов, изменение которых связано с землетрясениями. Это направление называется прогнозированием землетрясений по геофизическим критериям. В частности, наблюдаются изменения соотношений скоростей продольных и поперечных сейсмических волн, вариации фона микросейсм, так называемого сейсмического “шума”, отмечена связь землетрясений с изменениями в электромагнитном (вариации удельного электрического сопротивления, пьезоэлектрические эффекты деформации горных пород) и гравитационном полях.

Исследования в указанных направлениях и изучение ряда других признаков приближающегося землетрясения свидетельствуют о принципиальной возможности предсказания этих грозных явлений природы. Уже к 1979 г. официально зарегистрирован успешный прогноз не менее семи сильных землетрясений, спасшие многие тысячи жизней; среди них три землетрясения успешно предсказаны учеными.

Вопросы для самоконтроля

- 1. Что такое землетрясение?*
- 2. Наука, изучающая землетрясения и ее основные задачи?*
- 3. Основные причины землетрясения?*
- 4. Основные элементы землетрясений?*
- 5. Денудационные землетрясения?*
- 6. Вулканические землетрясения?*
- 7. Тектонические землетрясения?*
- 8. Продольные и поперечные волны в воздухе, воде и в горных породах?*
- 9. Сейсмическая шкала землетрясений?*
- 10. Физический смысл цунами?*
- 11. Магнитуда и ее физический смысл?*
- 12. Регистрация землетрясений?*
- 13. Природа землетрясений?*
- 14. Прогноз землетрясений?*
- 15. Основные пояса землетрясений Земли?*

3.3. Магматизм

Магматизм – самый молодой и в то же время самый древний из геологических процессов, т.е. он происходил на ранних стадиях формирования Земли, происходит и в настоящее время.

Магматизм – совокупность явлений, связанных с перемещением магмы к дневной поверхности Земли. Магма (от греч. *magma* – густая мазь) – расплавленная огненно-жидкая масса, преимущественно силикатного состава, возникающая в земной коре или верхней мантии.



Рис. 3.39. Магматический расплав в жерле вулкана. Эфиопия

Температура изливающейся магмы на дневную поверхность колеблется в широких пределах от 900 до 1250°C. На глубине ее температура гораздо выше, магма находится под большим давлением и насыщена летучими компонентами. При отделении газов от магмы она становится лавой.

По содержанию кремнезема (SiO_2) магматические расплавы подразделяются на:

- ультраосновные с содержанием ($\text{SiO}_2 < 40\%$);
- основные (40 – 55%);
- средние (55 – 65%);
- кислые ($> 65\%$).

Вязкость магмы обусловлена ее составом и зависит главным образом от содержания кремнезема или диоксида кремния. При высоком содержании кремнезема (более 65%) магмы сравнительно легкие, вязкие, малоподвижные, содержат большое количество газов, остывают медленно. Основные магмы содержат менее 52% кремнезема и поэтому более жидкие, подвижные, свободно текут.

Зарождение магмы, как уже отмечалось в предыдущих разделах, происходит:

- на границе океана и континента (в зонах субдукции);
- в срединно-океанических хребтах (в зонах спрединга);
- в зонах расхождения континентальных плит (в зонах рифтогенеза);
- схождение континентальных плит (в зонах коллизии).

Вещественный состав, температура, вязкость, наличие летучих компонентов в расплавах зависит от места их зарождения. Так, например, ультраосновные и основные

магмы характерны для зон спрединга, рифтинга, кислые и средние – в зонах субдукции и коллизии.

Эволюция магм и продвижение ее к дневной поверхности, приводит к различным необратимым геологическим процессам, которые происходят внутри магматических очагов, на периферии (на контакте с вмещающими породами), а также во вмещающих породах.

3.3.1. Геологические процессы, происходящие внутри магматических камер

Дифференциация магмы – это процесс разделения однородного первичного расплава на различные по химическому составу фракции. Дифференциация может происходить в жидкой фазе до появления первых кристаллов – *ликвация*, или в процессе выделения кристаллов из расплава – *кристаллизационная дифференциация*. В процессе ликвации магма расслаивается на две различные по плотности и несмешивающиеся жидкие фазы.



Рис. 3.40. Гипотетическая магматическая камера, в которой происходит разделение (ликвация) расплава на две несмешивающиеся жидкости



Рис. 3.41. Продукт ликвации – фрагмент армянского обсидиана с полосами различного состава

Главной причиной разнообразия магматических пород является кристаллизационная дифференциация.

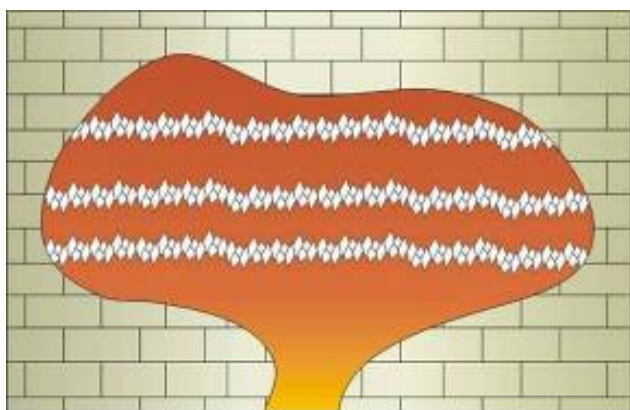


Рис. 3.42. Гипотетическая магматическая камера, в которой происходит последовательное выделение кристаллов от тугоплавких к легкоплавким



Рис. 3.43. Продукт кристаллизационной дифференциации – в основной массе серпентинита выделяются пятна черного хромита

Отделение кристаллов от расплава обуславливается действием силы тяжести (гравитационное фракционирование). Оно заключается в последовательной кристаллизации минералов, начиная от наиболее тугоплавких и тяжелых (железо-магнезиальные силикаты и основные плагиоклазы) и заканчивая легкоплавкими и легкими (калиевые полевые шпаты и кварц). В процессе кристаллизации тяжелые минералы погружаются в нижние слои расплава, а остаточный расплав верхних частей последовательно обедняется железо-магнезиальными соединениями и обогащается кремнеземом.



Рис. 3.44. Последовательность выделения минералов из ультраосновного (левая ветвь) и основного (правая ветвь) расплава (ряд Боуэна)

В результате гравитационного фракционирования в процессе кристаллизации основной магмы в нижних слоях расплава могут образовываться ультраосновные породы; при этом в верхних слоях расплав может приобрести такой состав, что из него начнут формироваться диориты, сиениты и даже граниты (основные и кислые породы).

Процесс дифференциации может происходить как на больших глубинах, в магматическом очаге, так и в верхних частях земной коры, в магматической камере. В результате дифференциации в магматическом очаге в верхние горизонты коры внедряются уже готовые дифференциаты первичной магмы, при застывании которых образуются породы различного состава, залегающие в виде самостоятельных массивов. Процесс дифференциации в магматической камере приводит к формированию расслоенных массивов горных пород, основность которых уменьшается снизу вверх.

Метасоматоз и аутометасоматоз. Остывая, магматическое тело выделяет большое количество флюидов – газы (углекислота, сероводород), агрессивные водные растворы



Рис. 3.45. Принципиальная схема замещения биотита кварцем (метасоматоз), при этом происходит привнос Si и вынос K, Ca, Na, Al, Fe.

насыщенные минералообразующими элементами (кремний, кальций, натрий, калий, хлор и др). Флюиды, воздействуя на ранее сформированные минералы, создают условия для их перекристаллизации. Все это происходит в твердом состоянии с привнесом и выносом минералообразующих компонентов водными флюидами (растворами) (рис. 3.45).

Если процесс изменения магматических пород (метасоматоз), начинается сразу же после их кристаллизации, то его называют *автометасоматоз*. Ярким примером может служить переход ультраосновных пород (оливинитов) в серпентиниты (серпентинизация).



Рис. 3.46. Серпентинит. Урал

Автометасоматоз обычно распространяется на всё магматическое тело, что, в свою очередь, способствует созданию большого объема гидротермальных растворов, которые устремляется в трещины, пустоты, где затем образуются жилы кальцита, кварца.

Геологические процессы, происходящие внутри и на контакте с вмещающими породами обеспечивают судьбу магматического расплава. Либо он проявится на дневной поверхности в виде наземного вулканизма, либо магматический расплав останется в земной коре (подземный магматизм, в геологии его называют интрузивный, плутонический). И в том, и другом случае образуются вулканические породы, которые, в свою очередь, подразделяют на вулканические и интрузивные.

3.3.2. Геологические процессы, происходящие на контакте с вмещающими породами

Ассимиляция – процесс переработки вмещающих пород, контактирующих с магмой или попадающих в нее в виде обломков – ксенолитов (рис. 3.48). Расплавляя и растворяя вмещающие породы, магма тем самым изменяет свой состав. Особенно резко изменяется состав первичной магмы, если она ассимилирует осадочные или метаморфические породы, существенно отличающиеся от неё по химическому составу. В таких случаях образуются новые разновидности магматических пород, мало сходные по составу с первичными магмами.

В результате этого процесса образуются горные породы, содержащие ксенолиты с самой различной степенью переработки: неизмененные, слабо измененные и полностью растворенные.

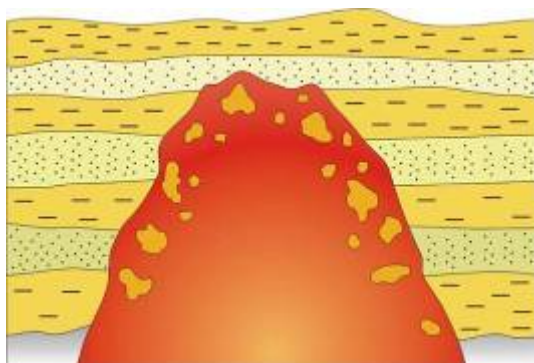


Рис. 3.47. Схема ассимиляции магмы вмещающими породами



Рис. 3.48. Ксенолит базальта в гранодиорите

На контакте магмы с вмещающими породами под воздействием температуры образуются роговики. Это так называемый горячий контакт. Примером этого может служить обнажение на горе Аюдаг (Крым), где четко устанавливается "горячий" контакт основных горных пород с песчано-глинистыми породами Таврической серии.



Рис. 3.49. Обнажение на г. Аюдаг. Песчано-глинистые породы на контакте преобразованы в роговики под воздействием высокой температуры



Рис. 3.50. Роговик – плотная полнокристаллическая порода с раковистым изломом, в состав которого входит кварц, слюды, полевые шпаты, гранат, андалузит, силлиманит, кордиерит, реже роговая обманка, пироксен

3.3.3. Геологические процессы, происходящие во вмещающих породах.

Магматические тела по мере длительного воздействия высокой температуры и флюидов на вмещающие горные породы изменяют их вещественный состав. При этом происходит естественная (природная) циркуляция водных потоков: холодная вода проникает вниз к источнику тепла, нагревается и поднимается в верх обогащаясь минеральными компонентами и воздействуя на вмещающие породы, т.е. происходит метасоматоз.



Рис. 3.51. Гипотетический магматический расплав, воздействующий на боковые (вмещающие) породы

Различают метасоматоз гидротермальный, пневматолитовый и термальный. Практически все они проявляются совместно, и сделать четкое разграничение между ними очень сложно. При гидротермальном метасоматозе основную роль играют водные растворы – гидротермы, при пневматолитовом – газам.

Термический процесс характерен для областей, где широко развит интрузивный магматизм. Мощность контактовой зоны прямо пропорциональна размеру интрузивного тела. Контактные изменения более интенсивны у секущих, чем у согласных контактов. Также характер и интенсивность контактовых изменений зависят от состава и свойств вмещающих пород и магматического расплава. Контактные изменения проявляются сильнее у богатых летучими веществами кислых интрузий, чем у основных. Ширина контактовых ореолов обычно не превышает нескольких сотен метров и в редких случаях увеличивается до 2 – 5 км и более.

Остывание магматического тела происходит достаточно медленно, поэтому происходит значительный прогрев вмещающих пород на большие расстояния.

Перекристаллизация пород происходит с образованием новых минералов, но без существенного изменения валового химического состава. Характерным примером служит процесс перехода известняка в мрамор. В результате образуются специфические для этого процесса текстуры – однородные.

3.3.4. Наземный вулканизм

По характеру извержения вулканизм подразделяется на эксплозивный, эксплозивно-эффузивный и эффузивный.

Эксплозивный вулканизм происходит в результате накопления газов (летучих компонентов) в магматическом очаге. В геологических условиях – это происходит:

- при резком снижении давления внутри магматического очага, при котором магматический расплав как бы мгновенно вскипает и взрывается;
- при ассимиляции магмы вмещающими породами. При достижении критического состояния, когда давление во много раз превышает давление вышележащих пород, происходит взрыв с разрушением вулканической постройки.

В результате в атмосферу выбрасываются обрывки магматического расплава, обломки вмещающих пород, пепел. Затем все это осаждается на дневную поверхность или водный бассейн, формируя мощные толщи обломочного материала. Различный размер обломков определяет распределение обломков по площади и в разрезе, т.к. скорость осаждения находится в прямой зависимости от размера и веса обломков. Вблизи кратера вулкана и в нижней части разреза, будет находиться крупнообломочный материал, на большом удалении и в верхней части разреза – мелкообломочный и пепловый материал.



Рис. 3.52. Схематический рисунок взрывающегося вулкана



Рис. 3.53. Взрывающееся извержение вулкана Кракатау

В континентальных условиях толщи обломочного пирокластического материала под воздействием температуры и восходящих газовых потоков разрушаются с образованием кремнистых флюидов, которые пропитывают всю вулканогенную толщу и цементируют ее, т.е. этот процесс называют *цементация*. Таким путем формируются толщи туфов с сохранением текстурных особенностей первичного материала, но с изменением вещественного состава.



Рис. 3.54. Туфы – продукт взрывающегося извержения, сформированный в континентальных условиях

Туф – горная порода, состоящая из пепла, песка, лапиллей, бомб, обломков невулканического происхождения. По величине обломков туфы подразделяются на агломератовые (более 50 мм), псефитовые (2 – 50 мм), псаммитовые (2 – 0,25 мм), алевритовые или пелитовые (менее 0,25 мм).

В момент извержения из кратера вылетают вулканические бомбы, лапилли, вулканический песок и пепел со скоростью 500 – 600 м/с. *Вулканические бомбы* – крупные куски затвердевшей лавы размером в поперечнике от нескольких сантиметров до 1 м и более, а в массе достигают нескольких тонн (во время извержения Везувия в 79 г. н. э., вулканические бомбы достигали десятков тонн).



Рис. 3.55. Вулканическая бомба и вулканический пепел

Они образуются при взрывном извержении, которое происходит при быстром выделении из магмы содержащихся в ней газов. *Лапилли* – сравнительно мелкие обломки шлака величиной 1,5 – 3 см, имеющие разнообразные формы. Вулканический песок состоит из сравнительно мелких частиц лавы (менее 0,5 см). Еще более мелкие обломки, размером от 1 мм и менее, образуют вулканический пепел, который оседая на склонах вулкана или на некотором расстоянии от него, образует вулканический туф.

Туффиты – вулканогенно-осадочные горные породы, состоящие из вулканогенного материала (шлаков, пепла, пемзы, обломков породы) и смешанного с ними осадочного материала, содержание последнего превышает 50%.

В подводных условиях пирокластический материал превращается в кремнисто-цеолитовую породу под названием *трасс*. Это порода светло-зеленого, зеленого цвета. Текстура обломочная. Размер обломков иногда достигает 10 см. Часто имеет псевдофлюиальность (следы течения).



Рис. 3.56. Халцедон-цеолитовый трасс, состоящий из обломков (изначально, это были обломки вулканического стекла) и цемента (первичный – пепел). Г. Святая, Крым.

Локальный тип – "выстреливание" магмы ультраосновного состава на дневную поверхность. В результате образуются воронки, которые заполняются пирокластическим материалом и обломками вмещающих пород, т.н. трубки взрыва. Затем происходит разложение вулканического материала с образованием кремнисто-глинистых растворов. Они пропитывают и цементируют весь обломочный материал трубки. Таким образом формируются *кимберлиты*. Они представлены сцементированными обломками

серпентинита, оливина, слюды, пироба. Кимберлитовые трубки – источник алмазов, пироба, циркона, хризолита. Обычно трубки взрыва связаны с глубинными разломами мантийного заложения.



Рис. 3.57. Схема образования кимберлитовых трубок



Рис. 3.58. Кимберлит

Пирокластические потоки представляют собой смесь горячего газа, пепла и обломки вмещающих пород. Скорость потока достигает иногда 700 км/ч, а температура газа — 100 – 800 °С.



Рис. 3.59. Извержение пирокластических потоков вулкана

Продуктами пирокластических потоков являются игнимбриты, спекшиеся туфы. Наиболее яркими представителями можно отметить игнимбриты. Для них характерны пирокласты, которые вытянуты и уплощены параллельно поверхности и образуют прерывисто-линейную текстуру (фьямме), напоминающую текстуру течения лав.



Рис. 3.60. Игнимбрит с характерной текстурой фьямме

В частично гомогенизированной пепловой массе игнимбритов рассеяны фенокристаллы минералов и обломки пемзы, сплюснутые в соответствии с общей текстурой. По составу различают игнимбриты риолитовые (липаритовые), дацитовые, трахитовые, реже андезитовые.

Выводы. Основные критерии распознавания эксплозивных пород: обломки вулканического материала с различной степенью цементации и спекания.

Эффузивный вулканизм. Медленное (спокойное) излияние магмы на дневную поверхность образует лавовые потоки, которые заполняют отрицательные формы рельефа. Такое извержение получило название *эффузивного* (от лат. *effusio* – “разлитие”).



Рис. 3.61. Эффузивное извержение. Лавовый поток вулкана

Магматический расплав, изливаясь из жерла вулкана на дневную поверхность, в спокойном режиме дегазирует и переходит в лаву. На поверхности магма быстро застывает и превращается в стекловатую массу. Если магма имеет кислый состав образуется обсидиан или перлит.



Рис. 3.62. Обсидиан



Рис. 3.63. Перлит. Карадаг, Крым

Широко распространены эффузивные породы основного состава (базальты), покровы которых составляют многие десятки квадратных километров. По мере остывания магматические расплавы выделяют большое количество флюидов, насыщенные минералообразующими компонентами, устремляющиеся в пустоты (воздушные пузыри). Заполняя пустоты кварцем, кальцитом, халцедоном формируют жеоды, миндалины.



*Рис. 3.64. Жеода аметистового кварца из бразильских базальтов.
Внутренняя поверхность этих пустот выполнена кристаллами аметиста*

Жеоды могут быть самых различных размеров от первых мм до первых метров. Плотный хорошо сохранившийся базальт с мелкими миндалинами (от 2 мм до 1см) халцедона называют миндалекаменным



*Рис. 3.65. Медь самородная. Полицы 2.
Ровенская область*



*Рис. 3.66. Цеолит в базальтах. Мыс
Фиолент. Крым*

Базальты, содержащие большие жеоды, как правило, рыхлые и имеют светло-серый цвет с зеленоватым оттенком. Поэтому жеоды аметиста легко извлекаются из таких базальтов. Изменение базальта происходит под действием большого количества перегретых летучих компонентов. Следует заметить, что в пустотах базальтов иногда образуются цеолиты, самородная медь.

В зависимости от характера и механизма излияния лавы различают эффузивный магматизм трещинного и центрального типов.

В континентальных условиях эффузивный вулканизм сопровождается образованием конусообразных вулканических построек.

Эффузивный магматизм трещинного типа проявляется в излиянии на земную поверхность базальтовой лавы по крупным трещинам или расколам земной коры (Исландия, длина трещины 30 км). Широко был распространен в прошлые геологические эпохи, образуя платобазальты или траппы (Западная Украина). Для такого типа извержения характерны столбчатые базальты. Эти образования формируются благодаря медленному остыванию расплава в результате которого происходит обособление магмы в отдельные блоки гексагональной формы. Между столбами иногда встречаются агаты жильного типа.



Рис. 3.67. Базальтовые столбы. Ивано-Долинское месторождение базальтов. Ровенская область



Рис. 3.68. Агаты в межстолбовых пространствах. Ивано-Долинское месторождение базальтов. Ровенская область

Подводное извержение. Излившаяся лава с температурой около 1200 °С, соприкасаясь с водой сопровождается мощными взрывами.



Рис.3.69. Мощные взрывы в результате излияние лавы в морской бассейн

Краевая часть лавового потока мгновенно застывает, покрывается стекловатой корочкой и окутывается слоем перегретого водяного пара. Стекловатая корочка покрывается сетью трещин, через которые выдавливается магматический расплав, образуя своеобразные выпуклости в виде сфер (шаров). Повторение подушками (шарами) контуров лежащих под ним тел свидетельствует о том, что они долгое время оставались пластичными и приспособлялись к форме соседних тел.



Рис. 3.70. Шаровые лавы. Мыс Фиолент



Рис. 3.71. Подушечные лавы. с. Петропаловское, Крым

Резкий перепад температуры приводит к формированию флюидов, которые заполняют трещины различных размеров. Иногда можно наблюдать базальтовые отдельности полностью покрыты мелкими жилками заполненные кальцитом.



Рис. 3.72. Гидротермальная жила кальцита в измененном базальте

По мере затухания вулканической деятельности из воды осаждается пепловый материал на поверхность лавового покрова. Под действием движения воды осадок заполняет трещины и межподушечные пространства, из которого формируются кремнистые образования различных цветов и оттенков. Кремнистые образования зеленого цвета – халцедон-цеолитовый агрегат, красный, бурый – халцедон с гидроокислами железа.



Рис. 3.73. Яшмоид между «шарами» и в трещинах. Мыс Фиолент. Крым

Эффузивный магматизм обычно заканчивается экструзивным. *Экструзивный* магматизм – медленное выдавливание магмы на дневную поверхность, в результате которого образуются тела под названием *некк*.

Некк (англ. «песк» — горлышко, шея) — столбообразное тело, выполняющее жерло вулкана (лаво- или магмоподводящий канал) вулканическим материалом — лавой, пирокластолитами, туфолавой, туфами, лавобрекчиями, вулканическими брекчиями и др. В поперечном сечении некки бывают округлыми, овальными и неправильных очертаний размером от нескольких метров до 1,5 км и более. При разрушении рыхлого вулканического материала некки, сложенные обычно более твердыми породами остаются, образуя характерные столбы.



Рис. 3.73. Скала-некк (справа)

Выводы. Критерии распознавания эффузивных пород: стекловатое или неполнокристаллическое строение, залегающие в виде покровов, потоков и подушечных лав.

3.3.5. Подземный или интрузивный магматизм

Магма, продвигаясь к дневной поверхности, теряет температуру, давление и летучие компоненты. И когда наступает термодинамическое равновесие между магмой и вмещающими породами, магма прекращает свое движение, т.е. формируются промежуточные очаги – полости в земной коре, заполненные магматическим расплавом.

Интрузивные тела по форме подразделяют на силлы, лакколиты, лополиты, дайки, штоки, батолиты.

Силл – пластообразное интрузивное тело, залегающее в толщах горизонтально лежащих пород. Поверхности, ограничивающие силл сверху и снизу, почти параллельны.

Лакколит – тело, имеющее плоское основание и куполообразный свод. Лакколиты, как правило, образуются при внедрении кислой магмы, которая вследствие большой вязкости с трудом проникает по плоскостям наложения, скапливается на одном участке и приподнимает породы кровли. Форма лакколитов в плане округлая, с диаметром от сотен метров до нескольких километров.

Лополит – чашеобразное тело, вогнутая форма которого обусловлена прогибанием подстилающих пластов под тяжестью магмы. Лополиты чаще всего сложены породами основного или ультраосновного состава и представляют собой очень крупные интрузивные тела, площадь которых достигает десятков тысяч квадратных километров.

Несогласные интрузивные тела формируются при заполнении магмой трещин во вмещающей толще и при внедрении магмы путем обрушения пород кровли. К ним относятся дайки, жилы, штоки и батолиты.

Дайка – интрузивное тело, протяженность которого во много раз превышает мощность. Дайки образуются при заполнении трещин и ориентированы в земной коре вертикально или наклонно. Самая крупная из известных даек – “Большая дайка” Родезии – имеет мощность около 5 км и протяженность около 500 км. Различают особую разновидность даек – кольцевые дайки, которые возникают при заполнении магмой трещин, появляющихся при опускании цилиндрических блоков горных пород. Как правило, дайки сложены породами основного состава и встречаются группами, составляя серии параллельных или радиальных тел. Жила отличается от дайки меньшими размерами и невыдержанной извилистой формой.

Шток – тело неправильной формы, приближающейся к цилиндрической, с крутопадающими или вертикальными контактными поверхностями. В плане очертания его неправильные, изометричные. Корни штоков уходят на большие глубины, площадь поперечного сечения не превышает 100 км². Штоки представляют собой широко распространенную форму залегания магматических пород различного состава.

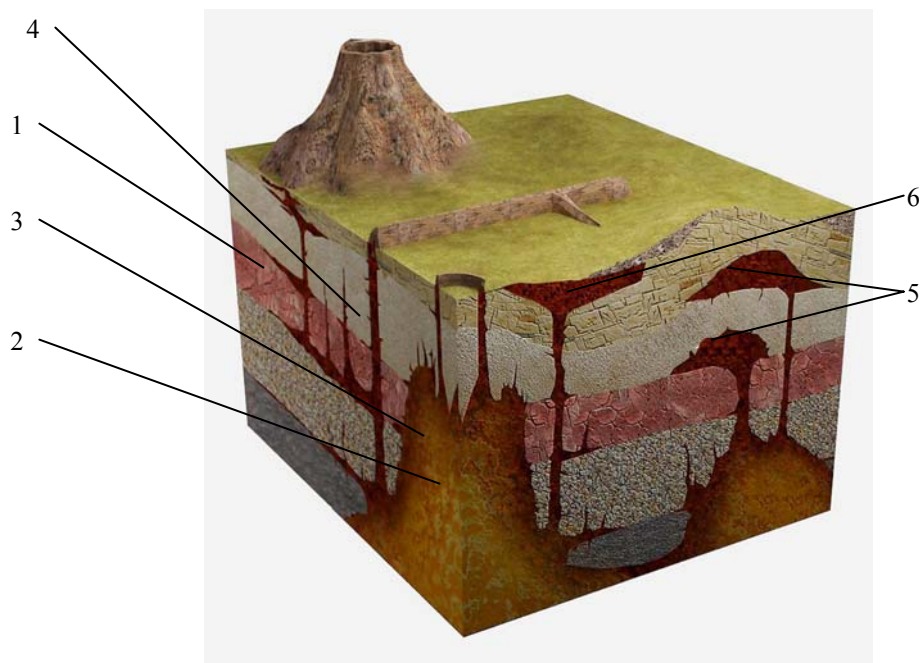


Рис. 3.74. Основные структуры интрузивного вулканизма: 1 – силл; 2 – батолит; 3 – шток; 4 – дайка; 5 – лакколит; 6 – лополит

Батолит – самое крупное интрузивное тело. Площадь, занимаемая батолитами, измеряется десятками и сотнями тысяч квадратных километров. Один из крупнейших батолитов, обнаруженный в Северо-Американских Кордильерах, имеет длину около 2000 км и ширину около 200 км. Форма батолитов в плане несколько вытянута в соответствии с направлением осей складчатых структур, контактовые поверхности крутые, кровля куполообразная с выступами и впадинами. В виде батолитов залегают граниты и породы близкого к ним состава.

Магматический расплав, находясь в магматической камере, медленно остывает, что приводит к термодинамическому неравновесию в системе. В результате магма начинает раскристаллизовываться согласно вышеприведенной схеме (ряд Боуэна). Причем, кристаллизация минералов происходит медленно и до конца и как результат – полная раскристаллизация и крупные кристаллы без всякой закономерной ориентировки. В процессе кристаллизации расплава из него выделяется большое количество флюидов, которые находятся в расплаве, но не входят в состав породообразующих минералов. Поднимаясь вверх к дневной поверхности, они формируют гидротермальные жилы, изменяют частично или полностью первичный состав пород, преобразуя их в метасоматические.

Вывод. Критерии распознавания интрузивного магматизма: полная раскристаллизация основной массы породы. Причем, чем крупнее породообразующие минералы, тем глубже их место кристаллизации.

3.3.6. Магматические горные породы и критерии их распознавания

Определение магматических пород – непростая задача. Она требует знаний геологии, минералогии, петрографии. Обычно схема определения горных пород осуществляется следующим образом: цвет – текстурно–структурные признаки – породообразующие минералы.

Цвет дает возможность (в первом приближении) определить химическую принадлежность породы (ультраосновные, основные, средние, кислые). Текстурно–структурные признаки определяют глубину формирования магматических очагов, а также характер вулканизма.

Схема определения состава магматического расплава и геологического процесса по горным породам в полевых условиях

Цвет	Химический состав	Текстурно-структурные признаки	Магматический процесс
Черный	Ультраосновный	Полнокристаллические Порфировая	Интрузивный Экструзивный
Темно-серый	Основной	Полнокристаллические Порфировая Аморфная Обломочная	Интрузивный Экструзивный Эффузивный Эксплозивный
Серый	Средний	Полнокристаллические Порфировая Аморфная Обломочная	Интрузивный Экструзивный Эффузивный Эксплозивный
Светло-серый	Кислый	Полнокристаллические Порфировая Аморфная Обломочная	Интрузивный Экструзивный Эффузивный Эксплозивный
Светло-серый	Щелочной	Полнокристаллические Порфировая	Интрузивный Экструзивный

В зависимости от условий, при которых застывает магма, меняются форма и размеры породообразующих минералов, а также расположение и распределение их в пространстве. В результате порода приобретает то или иное строение. В связи с этим различают два понятия: текстура и структура горных пород.

Текстура горных пород (от лат. – ткань, сплетение, рисунок) – строение горных пород, обусловленное ориентировкой и распределением ее составных частей. Основными текстурами, характеризующими взаимное расположение минералов и их агрегатов, являются однородные (иногда их называют массивными, что совершенно не логично) и неоднородные.

При *однородной* текстуре вещество (породообразующие минералы, вулканическое стекло) распределено равномерно и все участки породы при сравнении оказываются одинаковыми по составу и цвету.

Неоднородные текстуры характеризуются колебаниями состава и, прежде всего, окраски (т.н. пятна). Пятнистые текстуры в свою очередь подразделяются на флюидальные, обломочные, пузыристые, миндалекаменные.

Флюидальная – унаследовала следы течения. Характерна для эффузивных пород (обсидиан, игнимбрит).

Обломочная – обломки пород, обрывки вулканического стекла, спекшиеся между собой. Характерна для туфов, туффитов, спекшихся туфов (разновидность игнимбритов).

Пузыристая – порода с большим количеством газовых пузырей. Характерна для базальтов.

Миндалекаменная – порода, насыщенная включениями халцедона, кварца, чаще с четкой ориентировкой. Характерна для эффузивных пород основного состава (базальта).

Текстуры магматических пород



Рис. 3.75. Однородная. Базальт. Ивано-Долинское месторождение базальтов, Ровенская область, Украина



Рис. 3.76. Флюидальная (течения). Обсидиан, Армения



Рис. 3.77. Обломочная. Туфы. Армения



Рис. 3.78. Обломочно-флюидальная (фьямме). Игнимбрит. Армения



Рис. 3.79. Миндалекаменная (включения халцедона). Карадаг. Крым



Рис. 3.80. Пористая (пузыристая). Базальт. Восточное Приазовье, выходы на р. Кальмиус

Структура горных пород – совокупность признаков строения горных пород, обусловленных размерами, формой и взаимоотношениями ее составных частей. Структура несет смысловую информацию о генезисе горных пород.

По степени кристалличности обычно различаются три структуры:

- **полнокристаллическая**, в которой основная масса породы полностью раскристаллизована (вулканическое стекло отсутствует). В зависимости от размеров минералов выделяют крупно-, средне- и мелкозернистые структуры;
- **неполнокристаллическая (порфировая)**, содержащая наряду с крупными кристаллами минералов также и стекло, или слабо раскристаллизованную основную массу;
- **стекловатая**, состоящие из вулканического стекла, или вулканического стекла с небольшим количеством микрокристаллов.



Рис. 3.81. Полнокристаллическая. Лабрадорит. Головиновское месторождение, Житомирская область



Рис. 3.82. Неполнокристаллическая (порфировая). Трахит. Восточное Приазовье, выходы на р. Мокрая Волноваха



Рис. 3.83. Стекловатая. Обсидиан. Армения

Магматические горные породы исследуют с помощью специально приготовленных препаратов, т.н. прозрачных (петрографических) шлифов. Они позволяют с большой степенью достоверности диагностировать породообразующие минералы на основе оптических свойств. Каждая порода имеет свой спектр минералов.

Эффузивные горные породы ультраосновного состава. *Пикриты* – породы черного цвета, текстура порфировая. Вкрапленники (фенокристаллы, интрателлурические) оливина заключены в черном стекле с микролитами титана, авгита и магнетита, миндалины заполнены серпентинитом и карбонатами.



Рис. 3.84. Пикрит

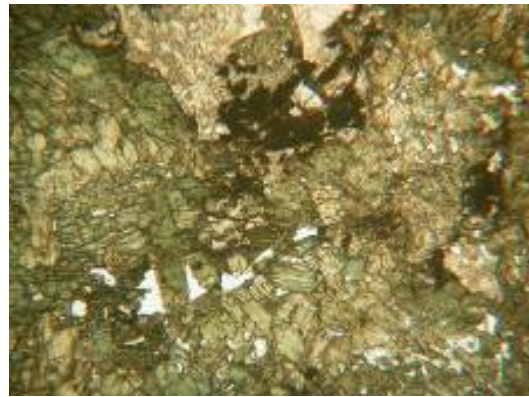


Рис. 3.85. Пикрит под микроскопом

Интрузивные горные породы ультраосновного состава. *Пироксенитами* называются породы, состоящие на 95% из пироксенов. Это черные, тяжелые средне- и крупнозернистые породы.



Рис. 3.86. Пироксенит

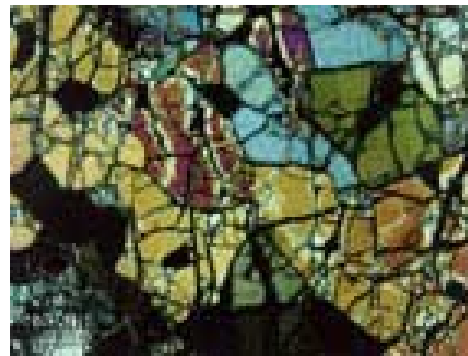


Рис. 3.87. Пироксенит под микроскопом

Эффузивные горные породы основного состава. Базальт – окраска темная до черной. Состоит главным образом из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, оливина, вулканического стекла, и аксессуарных минералов – магнетита, ильменита, апатита. Текстуры – однородная, либо пузыристая, миндалекаменная. В зависимости от крупности зерна различают наиболее крупнозернистый – долерит и тонкозернистый – базальт.



Рис. 3.88. Базальт

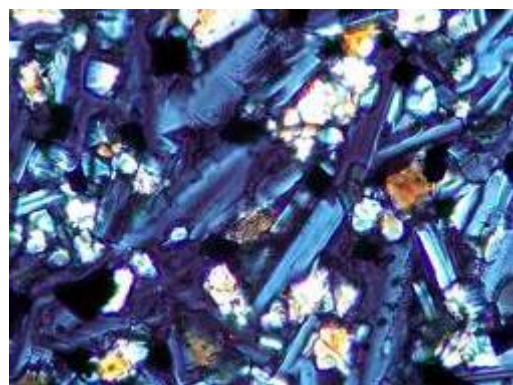


Рис. 3.89. Базальт под микроскопом

Интрузивные горные породы основного состава. *Лабрадориты* – это мономинеральные породы, состоящие из лабрадора. Они имеют темно-серый цвет с характерными синими отливами и крупнозернистую структуру.

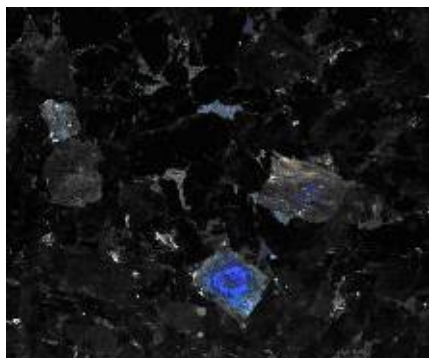


Рис. 3.90. Лабрадорит

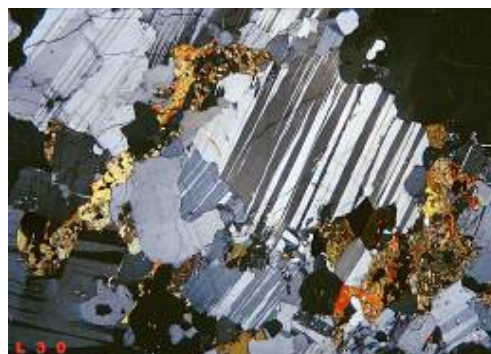


Рис. 3.91. Лабрадорит под микроскопом

Габбро характеризуется средне- и крупнозернистой структурой и имеет темно-зеленый, темно-серый до черного цвет. Состоит из авгита и основного плагиоклаза. С интрузиями габбро связаны месторождения титана, железа, меди, никеля. Такие интрузии развиты на Урале, Кавказе, в Карелии. Габбро применяется в качестве брусчатки для строительства мостовых.



Рис. 3.92. Габбро

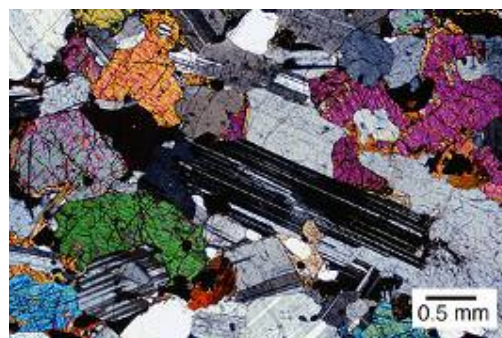


Рис. 3.93. Габбро под микроскопом

Эффузивные горные породы среднего состава. *Андезит* – окраска от серой до черной, иногда с зеленым оттенком, структура порфировая. Основная масса андезита состоит из микролитов плагиоклаза и подчиненного количества пироксена, погруженных в вулканическое стекло. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным или ромбическим пироксеном, роговой обманкой, биотитом.



Рис. 3.94. Андезит

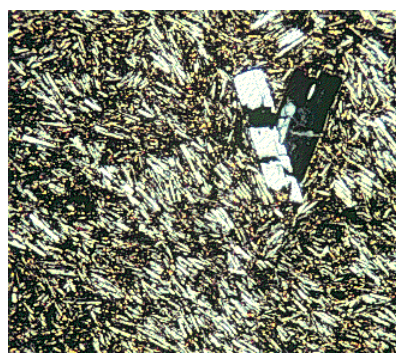


Рис. 3.95. Андезит под микроскопом

Интрузивные горные породы среднего состава. *Диориты* имеют серую, темно-серую, зеленовато-серую окраску и мелкозернистую структуру. Разновидности, содержащие кварц, называются кварцевыми диоритами.



Рис. 3.96. Диорит



Рис. 3.97. Диорит под микроскопом

Эффузивные горные породы кислого состава. *Липарит (риолит)* – плотная, реже пористая порода, текстура пятнистая, структура порфировая. Вкрапленники в породе представлены плагиоклазом, калиево-натриевым полевым шпатом, биотитом, пироксеном, бурой роговой обманкой, вулканическим стеклом. Основная масса стекловатая или слабо раскристаллизованная, реже сферолитовая. Липарит часто флюидальный.



Рис. 3.98. Риолит (липарит)



Рис. 3.99. Риолит (липарит) под микроскопом

Обсидиан – массивная горная порода, характеризуется раковистым изломом, иногда пятнисто-флюидальной (ориентированной) текстурой. По химическому составу варьирующая от липарита (риолита) до дацита. Количество стекла 80% по объему и более, содержание воды до 1 % по массе. Более богатые водой (11 – 12 % воды) стекла, способные к вспучиванию при нагревании называются *перлитом*.

Интрузивные горные породы кислого состава. *Граниты* отличаются светлой окраской и полнокристаллической структурой. Они состоят примерно на 30% из кварца, 40% составляют калиевые полевые шпаты и ортоклаз. Кроме того, присутствуют биотит, иногда роговая обманка и авгит.

К кислым породам относятся также *пегматиты*, с которыми связан целый комплекс полезных ископаемых: редкие и рассеянные элементы, оптическое сырье, слюды, драгоценные камни.



Рис. 3.100. Гранит

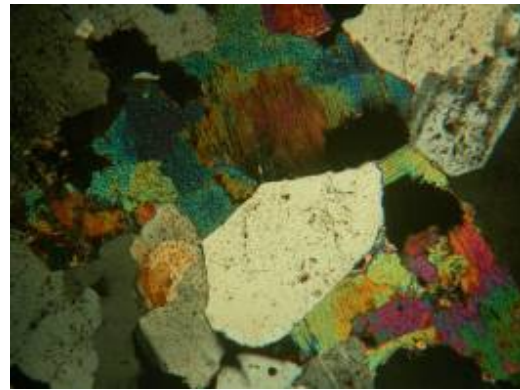


Рис. 3.101. Гранит под микроскопом

Эффузивные горные породы щелочного состава. *Трахиты* представляют собой эффузивные аналоги сиенита. Они состоят в основном из щелочных полевых шпатов (санидин, ортоклаз) и плагиоклазов (андезин, олигоклаз), а содержание темноцветных минералов (роговая обманка, биотит, авгит) обычно незначительное. Окраска их светлая (белая, серая, желтоватая, буроватая), структура порфировая. Породы часто шероховаты на ощупь, чем и обусловлено их название («трахис» - по гречески шероховатый).



Рис. 3.102. Трахит



Рис. 3.103. Трахит под микроскопом

Интрузивные горные породы непостоянного состава. *Нефелиновые сиениты* имеют непостоянный состав, основными минералами является нефелин и калиевые полевые шпаты. Темноцветные минералы – роговая обманка, пироксены, биотит. Структура крупнозернистая; цвет серый, желтовато-серый.



Рис. 3.104. Сиенит



Рис. 3.105. Сиенит под микроскопом

3.3.7. Классификация вулканов

Вулканы подразделяются на три типа: площадные, трещинные и центральные.

Площадные вулканы. В настоящее время такие вулканы не встречаются. Они существовали на ранних этапах развития Земли, когда земная кора была довольно тонкой и на отдельных участках она могла целиком быть расплавленной.

Трещинные вулканы. Они проявляются в излиянии лавы на земную поверхность по крупным трещинам или расколам. В отдельные отрезки времени, в основном на доисторическом этапе, этот тип вулканизма достигал довольно широких масштабов, в результате чего на поверхность Земли выносилось огромное количество вулканического материала – лавы. Мощные поля известны в Индии на плато Декан, где они покрывали площадь в 5105 км² при средней мощности от 1 до 3 км. Также известны на северо-западе США и в Сибири. В те времена базальтовые породы трещинных излияний были обеднены кремнеземом (около 50%) и обогащены двухвалентным железом (8 – 12%). Лавы подвижные, жидкие, и поэтому распространялись на десятки километров от места своего излияния. Мощность отдельных потоков составляла 5 – 15 м. В США, также как и в Индии, накапливались многокилометровые толщи, это происходило постепенно, пласт за пластом, в течение многих лет. Такие плоские лавовые образования с характерной ступенчатой формой рельефа получили название платобазальтов или траппов. В настоящее время трещинный вулканизм распространен в Исландии (рис. 2.60), на Камчатке (вулкан Толбачинский) и на одном из островов Новой Зеландии. Наиболее крупное извержение лавы на острове Исландия вдоль гигантской трещины Лаки, длиной 30 км, произошло в 1783 г., когда лава в течение двух месяцев поступала на дневную поверхность.

Траппы и океанические плато. Кроме долговременных горячих точек, внутри плит иногда происходят грандиозные излияния расплавов, которые на континентах формируют траппы, а в океанах — океанические плато. Особенность этого типа магматизма в том, что он происходит за короткое в геологическом смысле время — порядка нескольких миллионов лет, но захватывает огромные площади (десятки тысяч км²); при этом изливается колоссальный объём базальтов, сравнимый с их количеством, кристаллизующимся в срединно-океанических хребтах.

Известны сибирские траппы на Восточно-Сибирской платформе, траппы плоскогорья Декан на полуострове Индостан и многие другие. Причиной образования траппов также считаются горячие мантийные потоки, но в отличие от горячих точек они действуют кратковременно, и разница между ними не совсем ясна.

Центральный тип. Это самый распространенный тип эффузивного магматизма. Он сопровождается образованием конусообразных вулканических гор.



Рис. 3.106. Трещинный вулканизм.
Исландия



Рис. 3.107. Вулкан центрального типа
Авачинский, Камчатка

В земной коре на глубине 20 – 30 км находится магматический очаг, который непосредственно и питает вулкан через жерло. Конус вулкана сложен продуктами его извержения. На вершине располагается кратер – чашеобразное углубление, которое иногда заполняется водой. Диаметры кратеров могут быть различны, например, у Ключевской сопки – 675 м, а у известного вулкана Везувий, погубившего Помпею – 568 м. После извержения кратер разрушается и образуется впадина с вертикальными стенками – кальдера. Диаметр некоторых кальдер достигает многих километров, например кальдера вулкана Аниакчан на Аляске – 10 км. Иногда на склонах вулканов возникают паразитические или побочные кратеры, через жерло которых также может извергаться определенное количество лавы.

Современный вулканизм

В настоящее время на земном шаре насчитывается около 800 действующих вулканов. Количество потухших и «спящих» вулканов, действовавших в третичное и четвертичное время, определяется числом в несколько тысяч. Большинство действующих вулканов приходится на территорию суши; подводных среди них зафиксировано всего 79. Общее количество вулканов на земном шаре было подсчитано В.И. Влодавцем. Все действующие вулканы, по далеко неполным данным, за исторический период произвели свыше 2500 извержений.

Вулканические центры на земном шаре располагаются очень неравномерно. Подавляющее большинство вулканов приурочено к побережьям океанов и морей или к островам. На материках действующие вулканы встречаются редко; совсем неизвестны они в Австралии; в Евразии они находятся только на побережье Средиземного моря и Камчатском полуострове; в Северной и Южной Америке приурочены к относительно узкой зоне Западного (Тихоокеанского побережья), в Африке некоторое количество вулканов располагается в верховьях Нила; в Антарктиде — на северо-восточном ее побережье (рис. 3.12, рис. 3.33). Таким образом, вулканы на материках, за исключением Американского, немногочисленны и приурочены, кроме Африки, исключительно к их краевым частям.

Тихоокеанский пояс. В размещении вулканов на поверхности Земли наблюдается отчетливая закономерность. Больше половины всех вулканов сосредоточено на побережье и островах Тихого океана, где они образуют так называемое Тихоокеанское огненное кольцо. Это кольцо прослеживается по островам западного побережья Тихого океана, начиная с высочайшего в Евразии Ключевского вулкана Камчатки, протягивается через Курильские и Японские острова, где располагаются знаменитый вулкан Бандай-Сан и красивейший по своим очертаниям вулкан Фудзияма.



Рис. 3.108. Вулкан Бандай-Сан, Япония Рис. 3.109. Вулкан Фудзияма, Япония

Дальше к югу вулканическая цепь разделяется на две, огибая в виде кольца Филиппинскую впадину. Восточная ветвь прослеживается через острова Бонин, Волкано, Марианские; западная островная ветвь проходит через острова Рюкю, вблизи Тайваня, через Филиппинские и Молуккские острова, затем поворачивает на восток и огибает Австралию,

через острова Меланезии. Здесь вулканический пояс разветвляется на две ветви, одна из которых, прослеживаясь через острова Самоа, Тонга, уходит на острова Хуан-Фернандес вблизи Чилийского побережья. Эта ветвь замыкает с юга Малое Тихоокеанское кольцо вулканов.

Затем Большое Тихоокеанское вулканическое кольцо прослеживается через землю Александра I и Южные Шотландские острова, делает петлеобразный изгиб в Атлантический океан через Южные Оркнейские острова, Южные Сандвичевы острова, острова Южной Георгии и переходит на Южно-Американский континент. Все вулканы южной петли являются потухшими или находятся в стадии поствулканической деятельности.

Восточная часть Тихоокеанского кольца прослеживается вдоль Анд. Здесь вулканы представляют собой высокие горы с вершинами, достигающими 6000 м и более (Котопахи 5940 м, Семаха 6780 м). К северо-востоку от Сантьяго располагается самый высокий вулкан земного шара Аконкагуа (6962 м). Некоторые вулканы Анд отстоят от моря на расстоянии 300 км. Всего в Южной Америке известно 59 действующих вулканов.

Особенно многочисленны вулканы в Центральной Америке: в Мексике, Гватемале, Гондурасе и Никарагуа. Здесь располагаются известные вулканы Ицалько, Попокатепетль (дымящаяся гора), Парикутин, Хорульо. Особенно известны два последних вулкана, возникшие на глазах человека: вулкан Хорульо образовался в 1759 г., а Парикутин – в 1943 г. Многие вулканы Мексики, также как и вулканы Камчатки, располагаются рядами, по-видимому, вдоль тектонических трещин.



Рис. 3.110. Вулкан Аконкагуа, Чили



Рис. 3.111. Вулкан Попокатепетль, Мексика

В Центральной Америке наблюдается 70 действующих вулканов. В Северной Америке (без Аляски) количество действующих вулканов невелико (всего 9), но количество потухших вулканов, судя по потокам древней лавы, весьма значительно. Из вулканов Северо-Американского побережья наиболее интересен вулкан Лассен-Пик, который прошел полный цикл развития от извержений гавайского типа и до газовых выбросов. Его извержение в 1915 г. представляло собой ряд следовавших один за другим взрывов с выбросами огромного количества газов. Во время одного из газовых выбросов лавовая пробка из жерла была выдвинута в виде обелиска.

Севернее вулканический пояс проходит Аляску, где насчитывается 11 действующих вулканов, во главе со знаменитым вулканом Катмай, через Алеутские острова, в пределах которых располагается 26 действующих вулканов, и замыкается на Камчатке. Наибольшее количество вулканов сосредоточено в северо-западной части Тихоокеанского вулканического пояса. На п-ове Аляска, Алеутских островах, Камчатке, Курильских и Японских островах сосредоточено 177 вулканов, т.е. почти 1/4 часть действующих вулканов всего земного шара.



Рис. 3.112. Вулкан Лассен-Пик, США

Рис. 3.113. Вулкан Катмай, Аляска, США

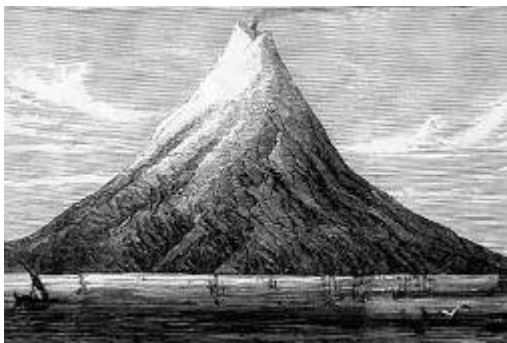
При рассмотрении Тихоокеанского вулканического кольца в целом выделяется одна общая закономерность — большинство вулканических центров располагается вдоль наиболее глубоких впадин: Курильской, Марианской, Филиппинской, Кермадекской, Южно-Сандвичевой, Атакамской, Гватемальской, Алеутской и др., т.е. вулканические цепи возникают в условиях наиболее крутых наклонов океанического дна. Очевидно, здесь в связи с глубокими прогибаниями во впадинах создаются растяжения земной коры и образуются глубокие трещины — разломы, в которые и устремляется магма.

Тихоокеанский вулканический пояс является наиболее активным, к нему приурочен 381 вулкан, т.е. около 60% всех действующих вулканов.

Средиземноморско-Индонезийский вулканический пояс вытянут в северо-западном направлении от Австралии до Атлантического океана. Участки с наиболее активными действующими в настоящее время вулканами лежат на концах этого пояса. Наибольшее количество действующих вулканов сосредоточено в Индонезийской части пояса: на островах Танимбар, на Малых Зондских островах, на Яве, Суматре, Никобарских, Андаманских, Молуккских островах. Именно здесь сосредоточено большое количество вулканов взрывного типа — Кракатау, Папандаян, Тамбора и др.

Всего на относительно небольшом пространстве Индонезийской части пояса сосредоточено 123 наземных и 5 подводных вулканов.

В горах Центральной Азии пояс действующих вулканов прерывается, но здесь располагается ряд потухших вулканов, один из которых (Рубрук), обнаруженный в Тибете, находится в сольфатарной стадии. Средиземноморский отрезок пояса на востоке также начинается с потухших или уснувших вулканов, к числу которых принадлежат Демавенд и Арарат. Последние извержения Арарата, возможно, происходили в начале нашей эры. Дальше следуют потухшие вулканы Кавказа (Эльбрус и др.), Северо-Восточной Турции, Балкан и Карпат.



*Рис. 3.114. Вулкан Кракатау, Индонезия
— иллюстрация 19 в.*

*Рис. 3.115. Вулкан «Анак (дитя)
Кракатау», Индонезия*

К югу от этой полосы в северной части Средиземного моря располагается пояс современных действующих вулканов, захватывающий Грецию, Аппенинский полуостров и Сицилию: Везувий, Этна, Стромболи, Вулькано и др. Всего в районе Средиземного моря насчитывается 13 наземных и 6 подводных вулканов, а в Средиземноморско-Индонезийском поясе в целом — 175 действующих вулканов.



Рис. 3.116. Вулкан Везувий, Италия



Рис. 3.117. Вулкан Везувий. Вид с самолета

Очевидно, Средиземноморско-Индонезийский пояс продолжается дальше на запад в область Азорских островов и затем через Бермудские острова подходит к Малым Антильским островам со знаменитым вулканом Мон-Пеле.

Атлантический пояс. В отличие от Тихоокеанского пояса этот пояс приурочен к центральным частям Атлантического океана. Все действующие вулканы располагаются здесь на островах. Наиболее северные вулканы этого пояса находятся на острове Ян-Майен, Далее следуют знаменитые вулканы Исландии, еще южнее — вулканы Азорских островов и острова Пико-де-Тейде, затем вулканы острова Мадейры и Канарских островов, вулканы Зеленого мыса, острова Фернанду-ди-Норонья, островов Вознесения, Св. Елены. Наиболее южные вулканы этого пояса располагаются на островах Тристан-да-Кунья.

Всего в Атлантическом поясе насчитывается 79 действующих вулканов, из них 35 подводных. Значительная часть этих вулканов, так же как и в Тихом океане, располагается по краям впадин: Монако, Ангола и др. Но в Атлантическом океане глубокие впадины выражены менее четко. Многие вулканы — Азорских островов, Вознесения, Тристан-да-Кунья — располагаются на вершине Атлантического подводного хребта.

Таким образом, на поверхности Земли наблюдается три основных закономерно протягивающихся вулканических пояса. Каждый пояс имеет свои специфические черты. Для Тихоокеанского пояса характерна наиболее активная деятельность с развитием самых разнообразных типов вулканов. Средиземноморско-Индонезийский пояс характеризуется вулканами взрывного типа, т.е. бандайсанского и пелейского, а также вулканами этно-везувианского типа. Для Атлантического пояса характерны трещинные и подводные вулканы.

Помимо указанных вулканов, связанных в определенные пояса, наблюдается несколько групп вулканов, стоящих вне этих поясов. К числу их принадлежат, в первую очередь, вулканы Африканского материка. Полоса этих вулканов, действующих и потухших, прослеживается в Восточной Африке в меридиональном направлении, между Нилом и западным побережьем Индийского океана. Эта полоса протягивается на север через Красное море на Аравийский полуостров. В северной части Африки, а также в Малой Азии, Сирии и Саудовской Аравии располагаются вулканы потухшие. В южной части полосы в области Великих Африканских озер имеются действующие вулканы Кения и Килиманджаро и группа вулканов Кирунга. В западной части Африки вулканы имеются в горах Камеруна и на островах в Гвинейском заливе (Сан-Хуан, Сан-Томе и др.).



Рис. 3.118. Вулкан Кения



Рис. 3.119. Вулкан Килиманджаро – пик Кибо



Рис. 3.120. Вулкан Килиманджаро

Всего на Африканском материке насчитывается 42 действующих вулкана. Целый ряд потухших вулканов имеется на острове Мадагаскар. Все вулканы Африканского материка связаны с глубокими зонами разлома, идущими в меридиональном направлении.

Несколько действующих вулканов располагается в Индийском океане на островах Родригес, Реюньон, Нового Амстердама и Святого Павла. Потухшие вулканы встречаются в южной части Индийского океана на островах Крозе и Кергелен.

Группа потухших вулканов встречена в Сибири, Забайкалье и Прибайкалье. Несмотря на их древность, у этих вулканов, как например, у вулканов Мушкетова, Лопатина, Кропоткина и др., хорошо сохранился не только конус, но и кратер. Вулканы эти изливали основную лаву, выбрасывали туфы и пепел и являлись стратовулканами. В 1937 г. в верховьях р. Момы в районе хребта Черского был обнаружен вулкан Балаган-Тас, со шлаковым конусом высотой 180 м, излившим поток базальтовой лавы.



Рис. 3.121. Анюйский вулкан, Россия

Совсем недавно в верховьях малоисследованной р. Анюй (приток Колымы) был открыт молодой Анюйский вулкан с относительной высотой 120 м. Вулкан имеет широкий кратер до 300 м шириной и 90 м глубиной. Из кратера выливалась трахибазальтовая лава, поток которой достигал 60 км. Извержение этого вулкана произошло, по мнению геолога Е.К. Устиева, 300 – 500 лет назад. Из анализа архивных материалов и опроса местных жителей выясняется, что в бассейнах р. Индигирки есть вулкан, еще не открытый,

извержение которого происходило в XVIII в. Основная масса вулканов располагается в областях наиболее сильного проявления внутренних сил Земли, где наблюдается опускание одних участков земной коры и поднятие других. Примером является Тихоокеанское кольцо. Таким образом, появление магмы на поверхности земли связано с внутренними процессами, происходящими на глубине. Там, где эти процессы наиболее активны, магма ищет ослабленные трещиноватые зоны в земной коре, расширяет и раздвигает их, проделывая каналы, по которым и изливается на поверхность. Так происходят вулканические извержения в области вулканических поясов. Несколько иначе происходит извержение магмы на поверхность в центральных частях материков, где глубокие разломы земной коры своим основанием достигают магматического очага. Магма и газы вследствие большого давления, которое они испытывают на глубине, устремляются вверх по этим уже готовым каналам.

Газообразные – фумаролы, играют важную роль в вулканической деятельности. Во время кристаллизации магмы, на глубине выделяющиеся газы поднимают давление до критических значений и вызывают мощное выделение газовых струй, создающих в атмосфере огромные грибковидные облака. Такое газовое облако, состоящее из капелек расплавленного (свыше 700 °С) пепла и газов, образовавшееся из трещин вулкана Мон-Пеле, в 1902 г., уничтожило город Сен-Пьер и 28000 его жителей. Состав газовых выделений во многом зависит от температуры. Различают следующие типы фумарол:

а) сухие – температура около 500 °С, почти не содержат водяных паров; насыщены хлористыми соединениями;

б) кислые, или хлористо-водородно-сернистые – температура приблизительно равна 300 – 400 °С;

в) щелочные, или аммиачные – температура не больше 180 °С;

г) сернистые, или сольфатары – температура около 100 °С, главным образом состоят из водяных паров и сероводорода;

д) углекислые, или моферы – температура меньше 100°С, преимущественно углекислый газ.



Рис. 3.121. Фумарол и кристаллы самородной серы Авачинской сопки. Камчатка

Жидкие (гидротермы) – это сильно нагретые газовой-водные растворы насыщенные солями натрия, калия, кальция, которые периодически выбрасываются из недр Земли. Такие пульсирующие фонтаны называют гейзерами (от исл. *geysa* — хлынуть). Гейзеры являются одним из проявлений поздних стадий вулканизма, распространены в областях современной вулканической деятельности. Деятельность гейзера характеризуется периодической повторяемостью покоя, наполнения котловинки водой, фонтанирования пароводяной смеси и интенсивных выбросов пара, постепенно сменяющихся спокойным их выделением, прекращением выделения пара и наступлением стадии покоя.

Различают регулярные и нерегулярные гейзеры. У первых продолжительность цикла в целом и его отдельных стадий почти постоянна, у вторых – изменчива, у разных гейзеров продолжительность отдельных стадий измеряется минутами и десятками минут, стадия покоя длится от нескольких минут до нескольких часов или дней.



*Рис. 3.122. Гейзер Стоккур, Камчатка. Высота – 35 м.
Выстрелы горячей воды происходят каждую минуту*

Вопросы для самоконтроля

- 1. Что такое магматизм?*
- 2. На какие группы подразделяются магматические расплавы по содержанию кремнезема?*
- 3. Перечислите процессы, происходящие в магматических очагах.*
- 4. Как классифицируются вулканы?*
- 5. Охарактеризуйте текстуры и структуры магматических горных пород.*
- 6. Дайте характеристику эксплозивному (эруптивному) вулканизму и его продуктам.*
- 7. Дайте характеристику эффузивному вулканизму и его продуктам.*
- 8. Дайте характеристику интрузивному магматизму и его продуктам.*
- 9. Перечислите магматические горные породы и их основные характеристики.*

3.4. Метаморфизм

3.4.1. Общее понятие о метаморфизме

Впервые идею о метаморфизме горных пород высказал М.В. Ломоносов в 1763 г. в своем труде «О слоях земных». Он описал превращение ила и глины в «дикий камень» в результате длительного слеживания и «подземного огненного действия» с последующим «проникновением вод минеральных». Об изменениях горных пород под влиянием внутреннего тепла Земли писал в своем трактате шотландский ученый Дж. Геттон (1775).

Термин «метаморфизм горных пород» ввёл английский геолог Ч. Лайель в 1830 г. *Метаморфизм горных пород* – существенные изменения текстуры, структуры, минерального и химического состава горных пород в твердом состоянии.

Например, глины в процессе метаморфизма переходят в гнейсы, базальт в амфиболит, породы ультраосновного состава в серпентиниты.



Рис. 3.123. Схема метаморфизма горных пород

Метаморфизм генетически связан с тектоникой литосферных плит, а именно с формированием субдукционных, и рифтовых зон, где происходит накопление осадков и опускание их на большую глубину. В результате создаются благоприятные физико-химические условия (температура, давление, агрессивные флюиды) для много кратных процессов перекристаллизации, метасоматоза. Здесь происходит переход геосинклинали, в шиты с характерным комплексом метаморфических пород – гранито-гнейсами, возраст которых составляет 3 – 4,5 млрд лет. Поэтому метаморфизм – это древний процесс, т.к. в более молодых комплексах (палеозойского, мезозойского и естественно кайнозойского возрастов) гнейсы не встречаются.

Стадии и этапы метаморфизма.

Процесс метаморфизма – сложный процесс и много этапный. Он растянут во времени, а поэтому воссоздать его в лабораторных условиях невозможно.

Ученые выделяют две стадии метаморфизма, которые тесно взаимосвязаны друг с другом. На первой стадии при погружении осадков на большие глубины низкотемпературные минеральные ассоциации замещаются высокотемпературными. Первая стадия метаморфизма условно подразделить на четыре этапа:

I этап – седиментагенез. Накопление осадочных, магматических горных пород в геосинклинальных зонах.

II этап – диагенез (до 15 млн. лет). Сопровождается медленным опусканием накопившихся осадков на глубину. В результате происходит Диагенез осадков, т.е. уплотнение пород и удаление поровой воды. Как следствие – образование водных минералов (опал, цеолиты, глаукониты, фосфаты).

III этап – катагенез (до 500 млн). Дальнейшее опускание осадков на более большую глубину приводит к формированию безводных минералов (карбонаты, фосфаты, силикаты, сульфиды). В результате образуются сланцы.

IV этап – метаморфизм (3,5 млрд. лет). В результате длительного (около 3 млрд лет) воздействия давления, температуры на вышеперечисленные горные породы образуются гнейсы, плагиограниты, амфиболиты, серпентиниты, т.е. происходит перекристаллизация вещества из одного состояния в другое. При этом выделяются колоссальные объемы флюидов, что приводит к масштабному метасоматозу с образованием микроклиновых гранитов. Масштабный метасоматоз сопровождается выносом флюидов в открытые трещины и формированием пегматитов.

На этом этапе заканчивается процесс *прогрессивная* стадия метаморфизма.

Вторая стадия метаморфизма называется *регрессивным метаморфизмом* – это подъем глубинных метаморфических пород на дневную поверхность. В результате происходит разрушение породообразующих минералов и образование новых. Например, при разложении и переходе плагиоклаза в глинистые минералы (процесс пелитизации) выносятся большое количество кальция с образованием эпидота, т.е. проявляется вторичный процесс (эпидотизация). Обратный процесс Ф. Бекке назвал *диафторезом*. Диафторез, как правило, связан с явлениями гидратации (присоединение молекул воды к молекулам или ионам). Горные породы, претерпевшие регрессивный метаморфизм, иногда называют диафторитами.

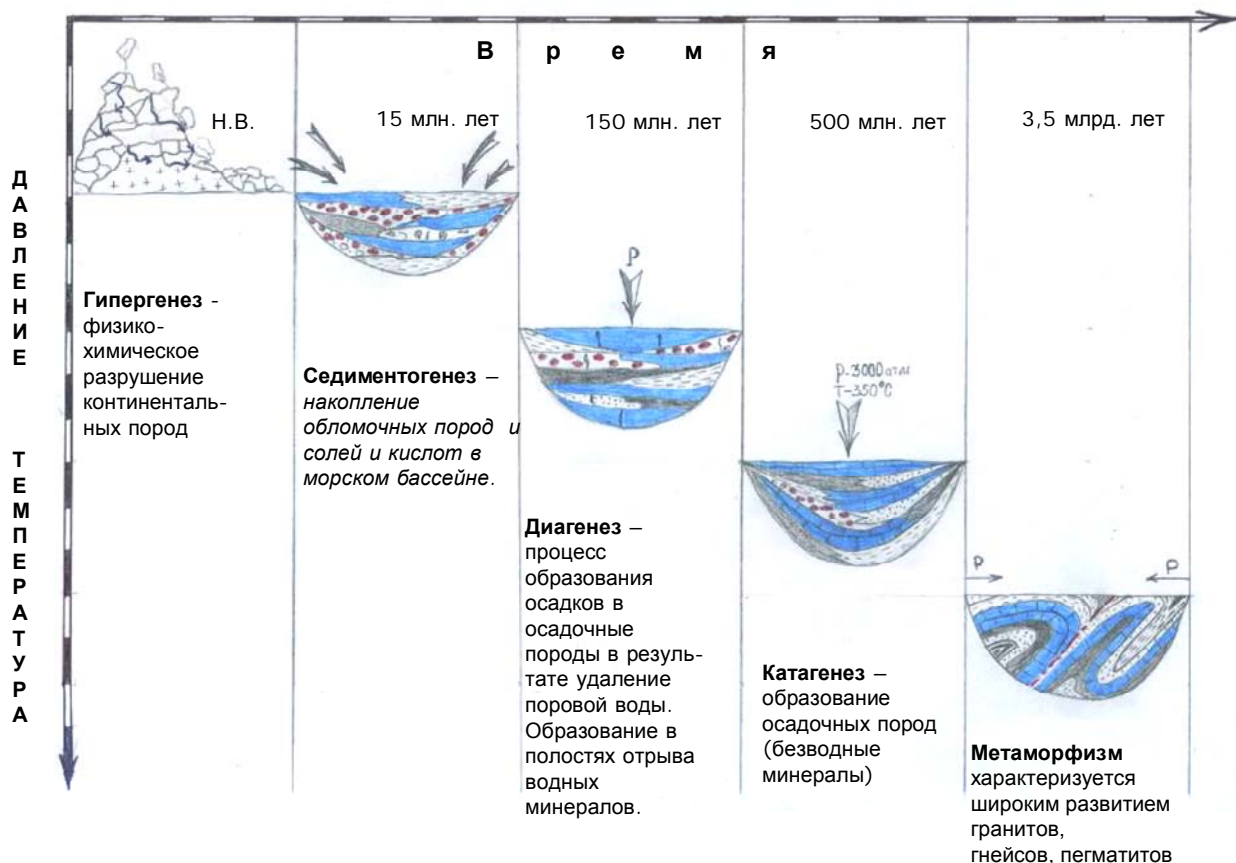


Рис. 3.124. Этапы формирования метаморфических пород.

Факторы метаморфизма

Время – главный фактор, который и обеспечивает переход одних пород в другие с изменением минералогического состава. Промежуток времени, за который происходит перекристаллизация минералов с эффектом уплощения и камни приобретают пластическое состояние, т.е. они «текут». Это хорошо демонстрируют соляные купола (минерал – галит), которые под действием давления текут (естественно медленно, 3 – 5 см/год) по ослабленным

участкам (между пластами пород, тектоническим зонам) и затем выдавливаются на дневную поверхность. Следует заметить, что резкое воздействие на горные породы приводит к их разрушению. Поэтому можно считать, что время – это основной фактор при перекристаллизации пород в твердом состоянии.

Давление – это второй фактор, который является производной от глубины погружения метаморфизируемых толщ, т.е. чем глубже залегание пород, тем выше давление. Причем преобладает одностороннее (литостатическое) давление. При этом породы уплощаются и приобретают сланцеватую текстуру. При малых давлениях из глин образуются аргиллиты, с повышением давления – филлиты, а затем при очень высоких давлениях образуются гнейсы.

Температура, как уже было отмечено, возрастает по мере повышения давления. Повышение температуры ослабляет связь между атомами в минералах, увеличивает растворяющее действие воды, повышает химическую окись кремния.

Флюиды – это в первую очередь вода и углекислый газ, реже роль флюидов могут играть кислород, водород, углеводороды, соединения галогенов и некоторые другие вещества. В присутствии флюидов область устойчивости многих фаз (особенно содержащих эти летучие компоненты) изменяется. В их присутствии плавление горных пород начинается при значительно более низких температурах.

Геологические процессы при метаморфизме.

В геологических системах основные процессы порождают другие процессы, но уже более мелкого масштаба и т.д. Они, как правило, образуют своего рода иерархические ряды. Ниже приводятся процессы именно в такой последовательности.

Перекристаллизация (или собственно метаморфизм вещества) из одного состояния в другое в твердом состоянии без существенного изменения состава. В результате таких преобразований, например, образуются гнейсы. В основе такого перехода пород лежит принцип Рикке.

Суть процесса перекристаллизации минералов заключается в перемещении атомов внутри самой решетки, вдоль поверхности минерала, обращенной в сторону наибольшего давления. При этом движение вещества происходит к торцам зерна, где кристалл наращивается за счет перемещающихся туда компонентов. Отмеченный способ перекристаллизации (принцип Рикке) характерен для кристаллов, обладающих относительной пространственной изотропией структуры кристаллической решетки. Такие минералы, как слюды, тальк, хлорит, амфиболы и другие с резко проявленной анизотропией кристаллической решетки своими чешуйками, пластинками, призмами ориентируются перпендикулярно к вектору наибольшего напряжения.

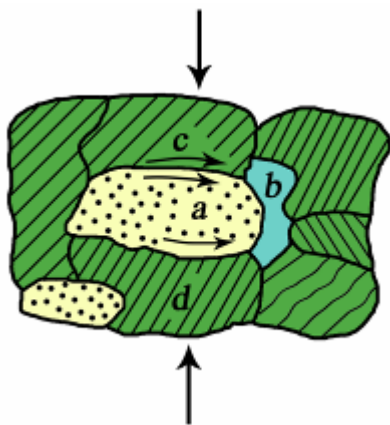


Рис. 3.125. Давление при метаморфизме приводит к перераспределению вещества в кристалле

Реакция в твердых телах – явление чрезвычайно сложное и зависящее от многих причин, но ключом к пониманию химических реакций является «теория разуплотнения» кристаллов или, точнее, теория разуплотнения кристаллических решеток кристаллов. Процессы перекристаллизации (минералообразования) в твердой среде происходят на фоне длительного времени.

Минеральные зерна при росте во время метаморфизма укрупняются за счет мелких, которые, в конечном счете, исчезают. Одновременно с ростом минералов происходит метаморфическая дифференциация.

Под *метаморфической дифференциацией* подразумеваются различные процессы, в результате которых из первоначально однородной породы развиваются разнообразные минеральные ассоциации обычно более крупного размера. Некоторые виды метаморфической дифференциации приводят к

механической (структурной) или химической неоднородности внутри отдельной породы или внутри комплекса пород. Примером метаморфической дифференциации может служить графит, который при высоких давлении и температуре переходит в алмаз. При этом происходит перестройка гексагональной кристаллической решетки в более плотную – кубическую.

Перекристаллизация вещества обычно сопровождается укрупнением размера зерен. Некоторые зерна расталкивают соседние зерна, принимая более или менее правильную форму, другие обволакивают соседние минералы и заполняют промежутки между ними (рис. 3.125).



Рис. 3.125. Порфировый гнейс

Минералы, образующие при метаморфизме правильные формы, называют идиобластическими, не обладающие этой тенденцией — ксенобластическими. Наиболее типичные для метаморфических пород минералы по степени уменьшения идиобластичности располагаются в следующий ряд: рутил, сфен, магнетит, турмалин, гранат, кианит, ставролит, андалузит, эпидот, цоизит, пироксены, амфиболы, волластонит, слюды, хлориты, тальк, доломит, кальцит, скаполит, кордиерит, полевые шпаты, кварц (по Х. Вильямсу и др.).



Рис. 3.126. Полосчатые гнейсы карьера Бельмак Могила. Запорожская область



Рис. 3.127. Разновозрастные жилы егматитов среди амфиболитов Елисеевского месторождения

Однако в определенных условиях наблюдаются отступления от приведенной последовательности и некоторые «ксенобластические» минералы растут, раздвигая и даже деформируя «идиобластические».

Полосчатая текстура в гнейсах может быть пloyчатой, прерывистой, волнистой. Это вызвано тектоническими процессами во время их формирования.



Рис. 3.128. Эпидозитовая гидротермально-метасоматическая жила в плагиограните

3.4.2. Горные породы метаморфизма

Характеристика метаморфических комплексов: гнейсы, граниты, пегматиты, кристаллические сланцы, серпентиниты.

Гнейсы – горная порода, сложенная в основном кварцем, полевыми шпатами, биотитом, роговой обманкой. Гнейсы имеют полосчатую текстуру, т.е. закономерное распределение темноцветных (биотит, роговая обманка) и светлоцветных (плагиоклаз, кварц) минералов в породе. В зависимости от минералогического состава выделяют биотитовые или роговообманковые гнейсы. По составу гнейсы близки к гранитам.

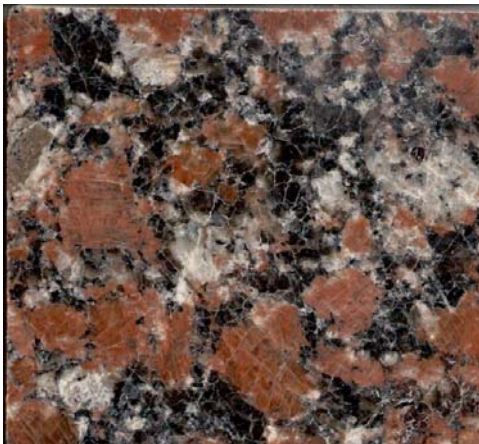


Рис. 3.129. Гранит

Граниты – полнокристаллическая горная порода, состоящая из кварца, полевого шпата и цветных минералов – биотита, амфибола, граната. Они имеют такой же минералогический состав как и гнейс, но текстурно-структурные особенности другие (отсутствует полосчатость).

Граниты и их особенности:

- Равномернозернистые, порфировые, пятнистые.
- Реликты гнейсов, кристаллосланцев.
- Более поздние образования по сравнению с гнейсами.

Образование гранитов связано с метасоматозом (гранитизацией). Гранитизация развивается главным образом в глубинных зонах геосинклиналей одновременно или несколько позже главных фаз складкообразования. Масштаб гранитизации различен. В областях развития древних кристаллических пород докембрия гранитизация может быть региональной (охватывать большие площади). Гранитизация происходит под влиянием восходящих из недр Земли газовых или жидких растворов и рассматривается как метасоматический процесс, связанный с привнесением щелочей и кремнезёма и выносом железа, магния и кальция. Гранитизация происходит в два этапа. На первом этапе формируются плагиограниты (кальциевый метасоматоз), на втором – микроклиновые (калиевый метасоматоз). Причем вторые, как правило, развиваются по первым и замещают их.

Граниты, как показывают исследования, сформировались в более позднее время, так как они развиваются по гнейсам и замещают их. Размеры реликтов разнообразны. Разница в возрасте этих пород, а следовательно, и процессов, около 1 млрд лет.

Неотъемлемой составляющей гранитоидных комплексов являются пегматиты. Это как правило жильные тела.



Рис. 3.130. Письменный пегматит

Пегматиты – разномасштабная, преимущественно крупномасштабная порода, состоящая из полевого шпата, кварца, иногда слюды (биотита, мусковита). Пегматиты разделяют на керамические, мусковитовые, мусковит-редкометалльные и редкометалльные. Керамические пегматиты содержат письменный пегматит, в котором полевой шпат и кварц, закономерно прорастая друг друга, образуют структуру, напоминающую древнееврейские письмена.

Кристаллические сланцы – полнокристаллические, отчетливо сланцеватые, нередко пластинчатые породы. Наиболее распространены среди кристаллических сланцев слюдяные сланцы, состоящие из слюды и кварца.



Базальт



Кристаллосланец



Дунит



Серпентинит с асбестом

Рис. 3.131. Схемы изменения пород в результате метаморфизма

Кроме слюд, в кристаллических сланцах могут присутствовать гранит, дистен, амфибол, ставролит, силлиманит и другие минералы. Соответственно, различают дистеновые, ставролитовые, силлиманитовые и другие кристаллические сланцы. *Железистые кварциты* – глубокометаморфизованные осадочные или вулканогенно-осадочные кварцево-железистые горные породы, широко распространенные в докембрийских образованиях. Представлены яснослоистыми, обычно тонкополосчатыми кварц- или силикат-магнетитовыми или гематитовыми породами, с преобладанием в отдельных тонких слоях (от 0,1 до 20 мм) какого-либо одного минерала — кварца, магнетита (или мартита), гематита,

хлорита, серицита, биотита, амфибола и других. Тонкополосчатые, яшмовидно-тонкозернистые разновидности железистых кварцитов называют джеспилитами.

Совместно с железистыми кварцитами часто встречаются древние зеленокаменные породы (метаморфизованные основные лавы). Железистым кварцитам свойственна большая кремнистость, обилие и особая чистота железа (малофосфористость), присутствие лептохлоритов и сидерита, тонкозернистость, тонкая полосчатая слоистость, крайняя редкость оолитовых, косослоистых и грубообломочных прослоев.

Фациальное своеобразие докембрийских толщ железистых кварцитов, сильно отличающее их от обычных оолитовых шамозитовых руд и от большинства других железорудных фаций последующих геологических периодов, возможно, объясняется особыми неповторимыми условиями их образования. Большинство исследователей связывают докембрийские толщи железистых кварцитов с древними геосинклинальными областями и с особыми условиями отложения в докембрийских морях.

При содержании железа свыше 25 – 30% железистые кварциты являются промышленной железной рудой, требующей обогащения. С ними связаны крупнейшие пластовые месторождения богатых малофосфористых железных (магнетитовых, мартитовых, гематитовых) руд с содержанием Fe более 50%. Большие месторождения железистых кварцитов в России находятся в районах Курской магнитной аномалии и на Кольском полуострове. Известны также месторождения в Украине (Кривой Рог, Кременчуг), в США (район Верхнего Озера), Канаде (п-ов Лабрадор), Бразилии, Индии, Южной Африке. Синонимы: железистые роговики, джеспилиты.



Рис. 3.132. Волнистая текстура джеспилита

Амфиболиты — метаморфическая горная порода, состоящая из амфибола, плагиоклаза и минералов-примесей. Роговая обманка, содержащаяся в амфиболитах, отличается сложным составом и высоким содержанием глинозёма. В противоположность большинству метаморфических пород высоких стадий регионального метаморфизма амфиболиты не всегда обладают хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Структура амфиболитов гранобластовая (при склонности роговой обманки к образованию удлинённых по сланцеватости кристаллов), нематобластовая и даже фибробластовая. Амфиболиты могут образовываться как за счёт основных изверженных пород — габбро, диабазов, базальтов, туфов и др., так и за счёт осадочных пород мергелистого состава. Переходные разности к габбро называются габбро-амфиболитами и характеризуются реликтовыми (остаточными) габбровыми структурами. Амфиболиты, возникающие за счёт ультраосновных горных пород, отличаются обычно отсутствием плагиоклаза и состоят практически целиком из роговой обманки, богатой магнием (антофиллит, жадеит).



Рис. 3.133. Роговообманковый амфиболит

Различают следующие виды амфиболитов: биотитовые, гранатовые, кварцевые, кианитовые, скаполитовые, цоизитовые, эпидотовые и др.

Вышеперечисленные породы сформировались в архее – протерозое, т.е. реконструировать процессы минералообразования при метаморфизме очень сложно. В-первых процессы протекали в большом промежутке времени (около 3 млрд лет). Во-вторых, они закончили свою работу 500 – 600 млн лет тому назад.

Для наглядности рассмотрим образование гнейсов, которые являются вмещающими породами для гранитов, пегматитов, кварца, эпидота.

Метаморфизм горных пород с изменением только содержания летучих компонентов (H_2O , CO_2 , O_2) условно называется изохимическим, а связанный с изменением содержания породообразующих компонентов (K_2O , Na_2O , CaO) — аллохимическим, так называемый метасоматоз.

Возраст метаморфических пород (3500 – 600 млн лет) свидетельствует о том, что метаморфизм это длительный во времени процесс. В архее и нижнем протерозое формируются гнейсы и крупные массивы гранитов, гранодиоритов. Заключительным этапом метаморфизма можно считать формирование пегматитовых жил, становление которых закончилось к концу протерозоя. В относительно молодых структурах (начиная с палеозоя) метаморфические породы не встречаются. Примером могут служить породы Донбасса, где на больших глубинах устанавливаются высокие температуры, но метаморфических пород (гнейсов) нет.

Критерием для распознавания метаморфического процесса служит полосчатая, сланцевая текстура.

Закономерности распределения пород и породных комплексов в местах метаморфизма. Породы, находящиеся в различных частях погружающейся геосинклинальной структуры, испытывают различное давление, а следовательно, и различную температуру и агрессивность флюидов. Все это приводит к формированию различных минеральных ассоциаций или различных метаморфических пород.

Совокупность метаморфических горных пород различного состава, отвечающих определённым условиям образования и распределяющихся в определенной закономерности в пределах геосинклинали, называют *фациями метаморфизма* (или фаціальным рядом). Определяющие факторы их формирования – прежде всего давление, температура и агрессивность флюидов.

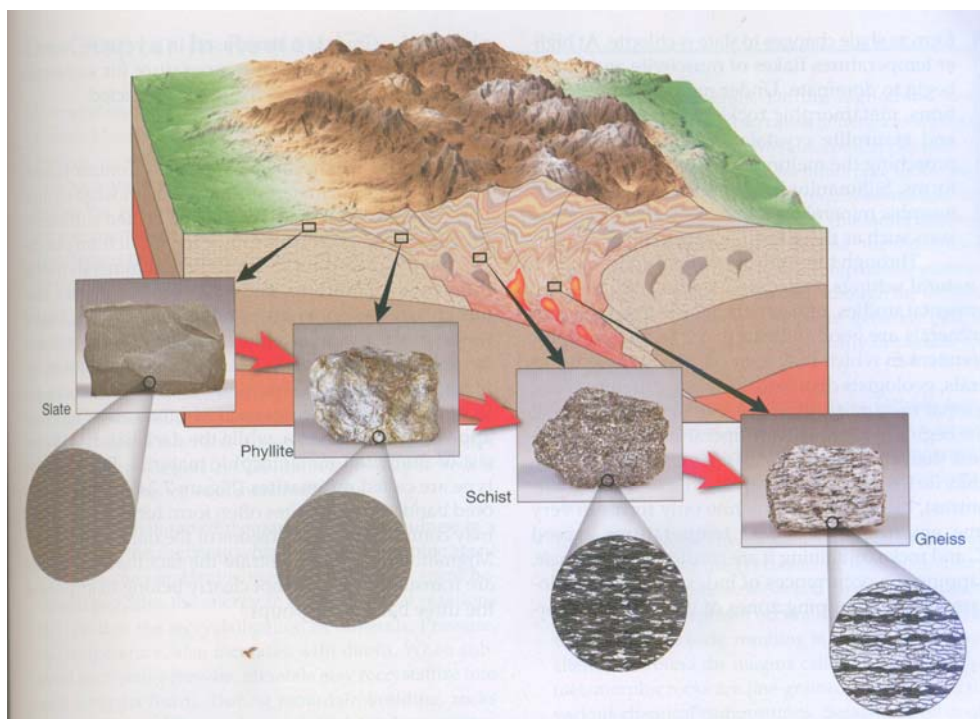


Рис. 3.134. Распределение метаморфических пород в пределах геосинклинальной структуры. На больших глубинах образуются гнейсы, на средних – сланцы, на малых – аргиллиты

Закономерности распределения метаморфических пород можно наблюдать на геолого-структурной карте мира (рис. 3.19).

На карте видно, что самые древние породы на планете Земля – щиты (выделены красным цветом), представленные гранито-гнейсовыми породами. Они сформировались 2,6 млрд лет назад.

Полезные ископаемые, связанные с метаморфизмом. Изучение метаморфических пород представляет большой практический интерес, так как с ними связано огромное количество важнейших полезных ископаемых. Крупнейшие месторождения железа (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия и др.) связаны с регионально метаморфизованными породами. Многочисленны месторождения руд железа (магнетит и гематит), полиметаллов (меди, свинца и цинка), редких металлов (шеелита, молибденита, оловянного камня). Особенно многочисленны месторождения полиметаллов, золота и т.д. Многие метаморфические породы сами по себе являются полезными ископаемыми и используются как строительный и декоративный камень; так, например, стены Московского метрополитена облицованы различными метаморфическими породами: мраморами Урала, Кавказа и Алтая, гнейсами, яшмами и др. Широко применяются метаморфические породы для сооружения пьедесталов памятников, колонн и т. п.

Известно, что в геологии выделяют динамометаморфизм и контактовый метаморфизм, определяемые другими факторами и механизмами. Контактный метаморфизм определяется магматизмом, динамометаморфизм – тектоногенезом и магматизмом. Поэтому они не могут относиться к разновидностям метаморфизма. Контактный метаморфизм и динамометаморфизм только вносят путаницу в понимание метаморфизма.

Вопросы для самоконтроля

- 1. Раскройте сущность метаморфизма.*
- 2. Перечислите стадии и этапы формирования метаморфизма.*
- 3. Какие существуют факторы метаморфизма?*
- 4. Охарактеризуйте геологические процессы при метаморфизме.*
- 5. Перечислите горные породы метаморфизма.*
- 6. Объясните происхождение критериев распознавания метаморфического процесса.*
- 7. Объясните закономерности распределения пород в метаморфических комплексах.*
- 8. Перечислите полезные ископаемые, связанные с метаморфизмом.*

3.5. Эпохи горообразования (орогенеза)

Орогенез (от *греч.* орос – гора и *генезис* – происхождение, т.е. горообразование) – процесс образование гор, включающий смятие горных пород в складки, разрывные нарушения, перемещение раздробленных блоков пород на большие расстояния. Орогенез является синонимом процесса складкообразования в результате вертикальных тектонических движений.



Рис. 3.135. Альпы. Научный центр по изучению орогенеза

О процессах, происходивших на Земле в течение первого полумиллиарда лет её истории (примерно 4,5–4 млрд лет назад), можно говорить предположительно, поскольку пород такого возраста на земной поверхности уже не осталось. Самые древние породы (возрастом 3,9–3,5 млрд лет) относятся к началу архея, но они крайне редки и слагают очень небольшие площади континентов. Их состав говорит о том, что уже тогда на Земле появились участки суши, подстилаемые корой, близкой по типу к современной континентальной коре. Эти острова суши разделялись морскими пространствами.

Следующему интервалу геологического времени, 3,5–3 млрд лет назад, соответствуют уже более значительные площади той же коры, известные в Среднем Приднепровье, на крайнем юге Африки (Каапвааль) и северо-западе Австралии (Пилбара). Последние два региона первоначально, до раскрытия Индийского океана, могли представлять единое целое. Все они испытали к концу этой эпохи интенсивные деформации, метаморфизм, внедрение гранитов, приобрели достаточно мощную кору и с тех пор оставались относительно стабильными, за что получили название *кратонов* (от *греч.* “кратос” – “сила”).

События на рубеже архея и протерозоя вполне могут быть охарактеризованы как первая действительно глобальная эпоха горообразования в истории Земли. Она выделена на разных континентах под разными названиями и потому общепринятого наименования не имеет. Судя по тому, что обломочные отложения (песчаники, конгломераты, алевролиты) имеют небольшую мощность и среди них мало грубообломочных пород, высоких гор в конце архея не возникло. Повышенные участки суши довольно быстро были разрушены.

В результате формирования суперконтинента Родиния образовались горные сооружения, которые имели сложное строение и глубокий метаморфизм. Это так называемые гранулитогнейсовые пояса. Необходимо подчеркнуть, что в отличие от более молодых горных сооружений все древнейшие массивы, как правило, не выражены в современном рельефе. Они размыты и выровнены, а их корни, претерпев сложные изменения, вошли в состав фундамента древних платформ, подстилающих равнинные территории современных материков.

Согласно современному рельефу можно выделить пять эпох орогенеза (горообразования).

Байкальская эпоха

Активный распад Родинии, начавшийся 800–700 млн лет назад, раскрыл океаны, которые развивались затем на протяжении палеозойской эры – Протоатлантический, или Япетус; Палеоазиатский (Уральский); с этого времени существует и Тихий океан – Пасифика (Панталасса).



Рис. 3.136. Енисейский кряж, Россия

Первой эпохой горообразования, проявившейся в основном по окраинам древних океанов, была байкальская в самом конце протерозоя – начале палеозоя. Горные сооружения по-прежнему были ещё не очень высокими и сохранились лишь на небольших участках современной поверхности Земли. К ним относятся Тиманский кряж на северо-востоке Европейской России и Енисейский кряж в Сибири.

Каледонская эпоха



Рис.3.137. Архипелаг Шпицберген, Норвегия

Высокие горы впервые появились на поверхности Земли в каледонскую эпоху орогенеза (в конце силура – первой половине девона). В результате образовались горные цепи, протянувшиеся с северо-востока Северной Америки на Британские острова, Скандинавию и вплоть до архипелага Шпицберген. Каледонское горообразование ярко проявилось также в Азии (в Центральном Казахстане, на юге Сибири, в Монголии, Китае) и в восточной части Австралии.

Вблизи каледонских горных сооружений за счёт их размыва повсеместно образовались мощные толщи красноцветных песчаников и конгломератов. В Британии их называют – “древний красный песчаник”.

Герцинская эпоха



Рис. 3.138. Горный массив Гарц, Германия

Ещё большее значение имел следующий этап глобального орогенеза в позднем палеозое – герцинский (от горного массива Гарц в Германии), или варисский (от римского названия местности в Баварии). Именно он привёл к образованию Уральских гор и замыканию основной части Палеоазиатского океана. Следствием этого было соединение Лавруссии с Сибирью и Северным Китаем, в результате которого возник один континент Лавразия, а затем – прямое столкновение Гондваны с Лавразией и, в конечном счёте,

возникновение нового суперконтинента – классической вегенеровской Пангеи.

Эта Пангея, просуществовавшая до начала юры (около 200 млн. лет назад), имела форму полумесяца, открытого с востока. Здесь в нее вдавался обширный залив Пацифики Палеотетис. Кроме того, в тело Пангеи врезались и другие заливы Пацифики – Монголо-Охотский и Южно-Аньюский.



Рис. 3.139. Уральские горы, Россия. Справа – вершина Народная, 1895 м

Киммерийская эпоха

На рубеже триаса и юры, одновременно с началом распада Пангеи и раскрытия Атлантики, в области Палеотетиса – на юго-востоке Европы, а также в Центральной и Юго-Восточной Азии – проявилась новая эпоха горообразования. В Европе ее называют раннекиммерийской, а в Азии – индосинийской (Индосиния – Индокитай). Она была вызвана столкновением отколовшихся от Гондваны микроконтинентов с южной окраиной Лавразии.



Рис. 3.140. Памир

Результатом стало замыкание Палеотетиса, образование складчатых горных сооружений в полосе от Северного Памира до хребта Циньлинь в Китае и полное раскрытие (а началось оно ещё в конце палеозоя) океана Неотетис, или просто Тетис, вновь разделившего северные материи – Лавразию и Гондвану.

Следующий импульс орогенеза – позднекиммерийский (яньшанский в Китае) пришёлся на конец юры – начало мела. Он “прокатился” в широтной полосе северной окраины Тетиса, от Восточных Альп до тихоокеанской окраины Азии, и совпал с началом раскрытия Индийского океана.

Становление Верхоянско-Чукотской горной страны на северо-востоке России относится к этой эпохе. Позднекиммерийский орогенез затронул также и противоположную, американскую окраину Тихого океана (начали формироваться северо-американские Кордильеры) и юго-западную, меланезийскую.

Альпийская эпоха

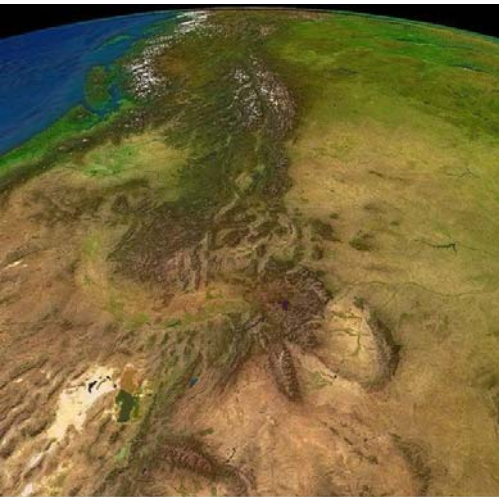


Рис. 3.141. Кордильеры из космоса



Рис.3.142. Анды. Озеро Титикака

Главные горные сооружения, в основном и определяющие облик поверхности современных континентов, образовались в заключительную эпоху орогенеза – альпийскую, которая охватывает практически весь кайнозой. В конце мелового – начале палеогенового



Рис. 3.143. Гималаи. Слева: Гаури Шанкар (7134 м), Мелунгтсе (7181 м), справа – Джомолунгма (Эверест) (8848,126 м) – высочайшая вершина мира

Кордильер. Но в Южной Америке, Евразии и на северо-западе Африки главные события альпийского орогенеза начались в конце эоцена (около 40 млн лет назад) и, последовательно нарастая, продолжались до конца миоцена, а в ряде районов идут и сейчас. Именно в эту эпоху возникла Альпийско-Гималайская цепь горных сооружений. Она тянется от Гибралтара до Индонезийского архипелага и включает Пиренеи, Альпы, Карпаты, Балканы, Большой и Малый Кавказ, Памир и, наконец, высочайшую на Земле горную систему Гималаев с прилегающим к ней Каракорумом.

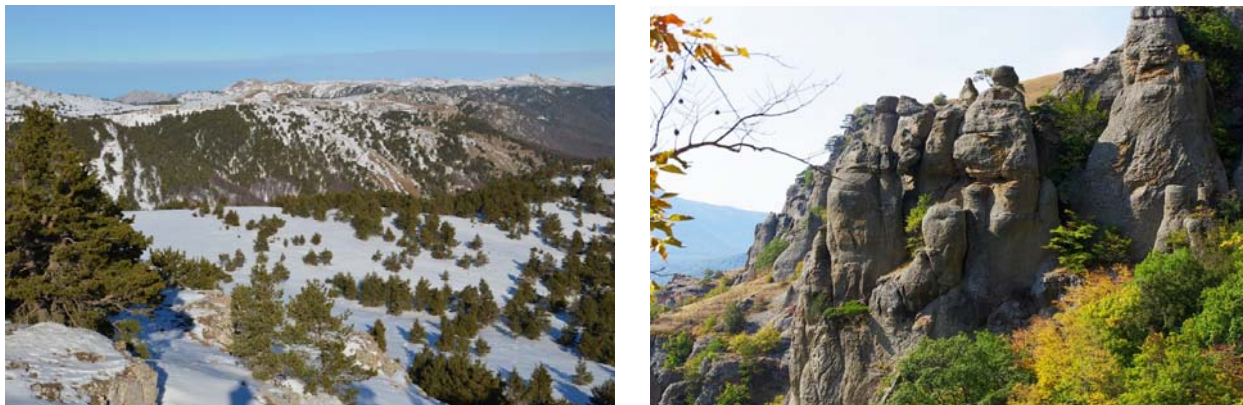


Рис. 3.144. Крым, Украина. Слева: Никитская Яйла, справа: Демерджи

Образование Гималаев – результат столкновения Австралийской плиты (обломка Гондваны) с южным краем Евразийской плиты, которое началось на исходе эоцена и продолжается по сей день. Другой обломок Гондваны – Аравийская плита при столкновении с Евразией породила горные системы Кавказа и смежных Анатолии (азиатская Турция) и Ирана, а Альпы, Карпаты и горные хребты Западного Средиземноморья обязаны своим происхождением столкновению с южным краем Евразии Африканской плиты и других, более мелких “отторженцев” Гондваны. С конца эоцена развернулись и самые мощные горообразовательные процессы в Андах.

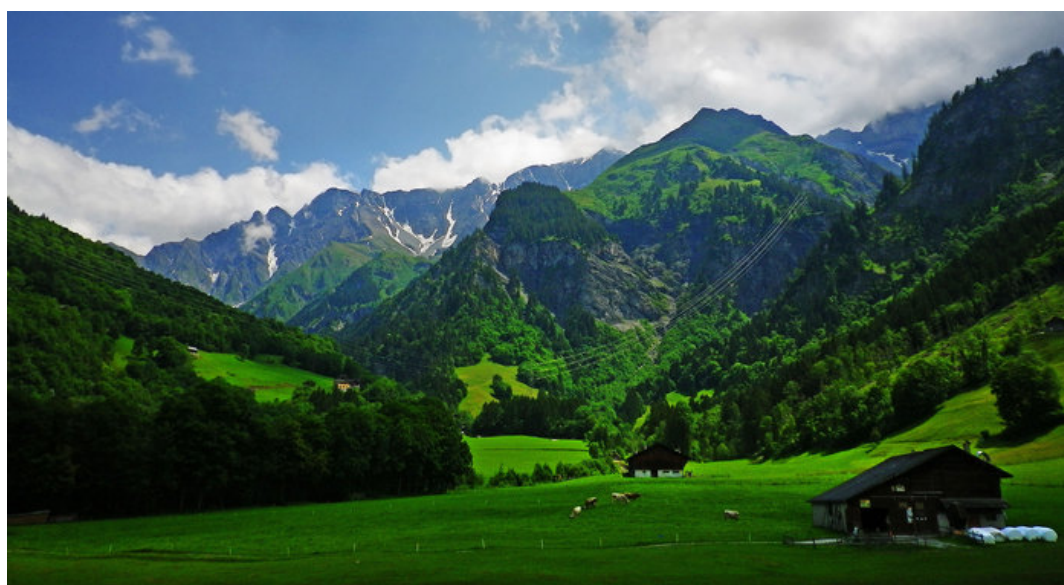


Рис. 3.145. Альпы. Тектонический район Сардонны

Альпийский орогенез, несомненно, наиболее интенсивный и продолжительный в истории Земли. Импульс сжатия при столкновении литосферных плит был очень сильным, поэтому горообразование шло не только непосредственно вдоль линии столкновения. Его волна прокатилась и в глубь прежде стабилизированных, равнинных территорий на

расстояние до 1,5 тыс. километров, возродив горный рельеф на месте ранее разрушенных байкальских, герцинских, каледонских горных сооружений. Так, в Центральной Азии “восстали из небытия” горные системы Гиндукуша, Тянь-Шаня, Алтай, Саян, Монголии и Северного Китая. Горные массивы значительно меньшей высоты выступили перед фронтом Альп и Карпат в Западной Европе. Возродились горы и по периферии Тихого океана – из-за надвигания на Тихоокеанскую плиту смежных континентальных плит.



*Рис. 3.146. Карпаты. Гора Говерла (2061 м) –
наивысшая точка Украины*

Общее впечатление таково, что в истории Земли масштаб процессов орогенеза последовательно нарастал. Но этому есть свое объяснение. Каждый раз после дробления очередного суперконтинента размер литосферных плит увеличивался, а их число уменьшалось. А значит, при очередном сближении континентальных блоков их давление друг на друга становилось сильнее, а протяжённость конвергентных границ – меньше. Следовательно, импульс сжатия концентрировался на более ограниченном пространстве, и интенсивность процессов горообразования возрастала.

Вопросы для самоконтроля

- 1. Горообразование (орогенез) и его эпохи?*
- 2. Горные сооружения, сформированные в байкальскую эпоху?*
- 3. Горные сооружения, сформированные в каледонскую эпоху?*
- 4. Горные сооружения, сформированные в герцинскую эпоху?*
- 5. Горные сооружения, сформированные в киммерийскую эпоху?*
- 6. Горные сооружения, сформированные в альпийскую эпоху?*

РАЗДЕЛ 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ГИДРОСФЕРЫ

Гидросфера – водная оболочка Земли. Больше всего воды в морях и океанах – 96,5%. На подземные воды и ледники приходится по 1,7% и менее 0,01% на воды суши (реки, озера и болота). Некоторое количество воды содержится в живых организмах и атмосфере (в виде водяного пара).

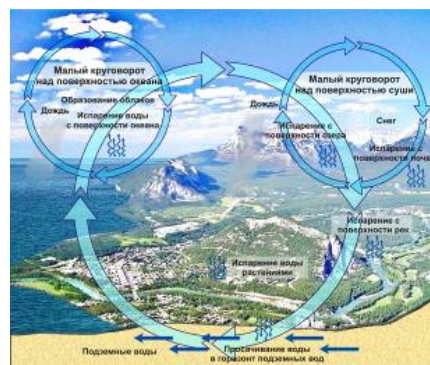


Рис. 4.1. Содержание воды в гидросфере

Рис. 4.2. Круговорот воды в природе

Все части гидросферы и все оболочки Земли – атмосферу, гидросферу, литосферу и биосферу – связывает мировой круговорот воды.

В условиях Земли вода находится в трех состояниях – жидком (океаны, моря, реки, болота), твердом (ледники, снега) и газообразном (облака, туман).

4.1. Геологическая деятельность моря

Мировой океан занимает 70,8% территории планеты. Объем вмещаемой воды в нем составляет 1,4 млрд км³, еще 16 – 22 млн м³ воды содержится в морских льдах. Этого количества воды достаточно, чтобы покрыть всю нашу планету слоем в 3795 м. В историческом плане уровень Мирового океана поднимается за счет следующих факторов: поступления воды из мантии Земли (около 1 мм за тысячу лет), накопления морских осадков (0,4 мм), поднятия океанических хребтов (3 мм). Благодаря этим процессам, например, с триасового по меловой период уровень Мирового океана поднялся на 400 м.

Составные части Мирового океана — океаны (Тихий, Индийский, Атлантический, Северный Ледовитый), окраинные (Японское, Охотское и др.) и внутриконтинентальные (Средиземное, Каспийское, Черное и др.) моря.

Накопление осадков в морском водоеме контролируется целым рядом факторов, к которым относятся рельеф дна, соленость, температурный режим и движение морской воды, органический мир. Эти факторы проявляются на фоне движений земной коры, климатических особенностей.

В строении дна моря выделяют две основные зоны: подводные окраины материков и собственно ложе Мирового океана.

Подводные окраины материков по особенностям геологического строения тесно связаны с прилегающими континентами. В их пределах выделяют область шельфа, материковый склон, материковое (континентальное) подножие.

Зона шельфа простирается до глубины 200 м. Ее самая прибрежная часть, находящаяся в зоне приливов, называется литоралью. Шельфовая зона занимает около 8% водной поверхности. Ширина ее изменяется от нескольких до 1200 – 1300 м. Зона хорошо просвечивается, богата кислородом, здесь происходят колебания температуры по сезонам года. Для этой зоны характерны интенсивные движения воды, органическая жизнь обильна и разнообразна.

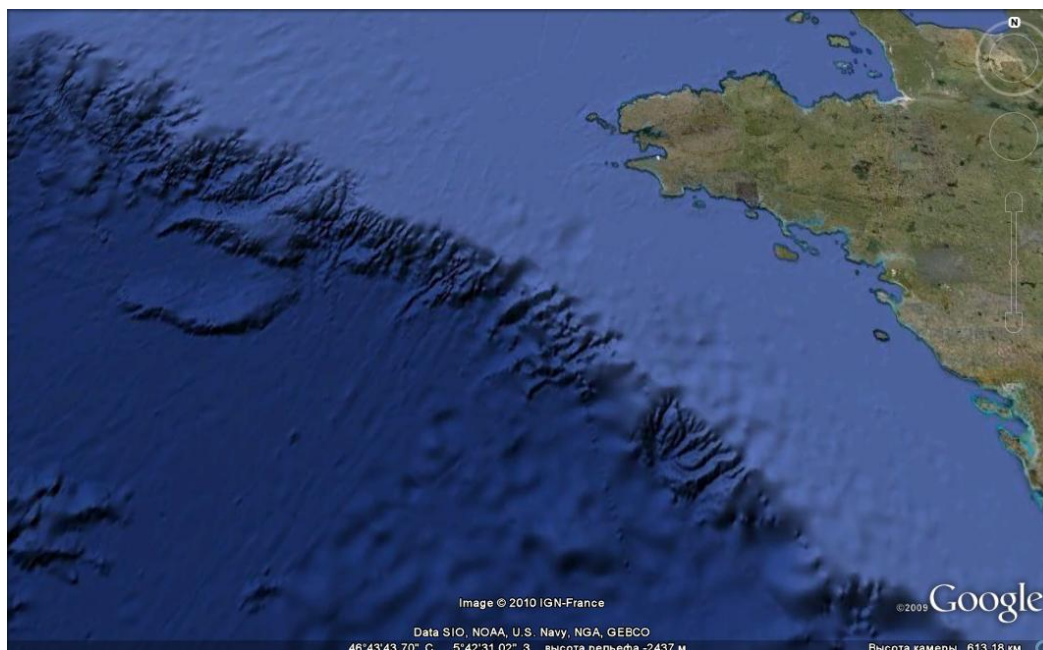


Рис. 4.3. Основные элементы прибрежной зоны Атлантического океана. Франция

Батиальная область, или материковый склон, простирается до глубины 2500 м и занимает около 11 % площади Мирового океана. Средняя ее глубина 1270 м. Крутизна склона составляет $3,7 - 7,5^\circ$. Поверхность склона прорезана глубокими каньонами эрозионного или тектонического происхождения, характеризуется наличием серии оползней.

Материковое подножие представляет собой наклонную или слабоволнистую равнину, которая связывает материковый склон и ложе океана. Ширина его изменяется от нескольких десятков до сотен километров. Глубина океана в этой зоне — 2 – 3,5 км. Материковое подножие характеризуется значительной мощностью осадков.

Максимальная соленость характерна для внутриконтинентальных морей и изолированных их участков — лагун.

Движение морской воды обусловлено различными причинами. Волнение вызывается прежде всего ветром, а также изменениями рельефа дна моря в результате тектонических движений. Высота ветровых волн может достигать 15 – 18 м. Во время сильных штормов волнение проявляется до глубины 150 – 200 м.

Приливы и отливы вызываются силами притяжения Земли и Луны. Особенно высокие приливы наблюдаются в устьях рек и узких заливах — до 17 – 18 м. Движение воды в этих случаях составляет примерно 0,6 м/мин. Скорость морских течений может достигать до 15 – 20 м/мин.

Органический мир Мирового океана беднее фауны и флоры суши по количеству видов приблизительно в 100 раз. Распространение животных и растений в значительной мере определяется температурой, давлением и соленостью. Так в море Лаптевых установлено 400 видов животных, а в зоне Малайского архипелага около 40 тысяч.

По образу жизни морские организмы подразделяются на три группы: планктон, бентос и нектон.

Планктон – это организмы, которые не имеют органов движения и пассивно переносятся морской водой. К ним относятся фораминиферы, радиолярии и другие одноклеточные животные (зоопланктон), а также одноклеточные водоросли (диатомовые и др.), которые образуют фитопланктон. На долю фитопланктона приходится около 81 % всей биомассы Мирового океана.



Рис. 4.4. Желтельный планктон у крымского берега Черного моря



Рис. 4.5. Динофизис хвостатый – крупный представитель черноморского фитопланктона

Бентос включает донные организмы или обитающие в придонной части моря. Бентос бывает прикрепленный (кораллы, морские лилии, водоросли) или подвижный (крабы, морские ежи, некоторые моллюски).



Рис. 4.6. Морские представители бентоса: кораллы, морские ежи, крабы

Нектон представлен организмами, которые свободно перемещаются в воде. Это рыбы, которых насчитывается около 20 тыс. видов, киты, дельфины и т.д. Для каждого участка моря характерно определенное сообщество организмов, которое называется *биоценозом*. Состав органического мира оказывает большое влияние на процессы осадконакопления в море.



Рис. 4.7. Морские представители нектона: киты, дельфины

Разрушение горных пород морем называется *абразией*. Основным фактором, вызывающим абразию, являются морские волны, которые в случае крутых берегов и значительной глубины моря воздействуют на горные породы с огромной силой: на океанском побережье до 38 т/м², на морском – до 15 т/м² поверхности. Меньшую разрушительную работу производят приливы и отливы. О скорости течения абразийных процессов можно судить по следующему примеру.

Наибольшему разрушению подвергаются крутые берега. Основной фактор разрушения обломков горных пород, захваченных волнами, – химическое воздействие морской воды. Интенсивному разрушению горных пород содействует их трещиноватость. Вода, заполняя все трещины горных пород, сжимает заключенный в них воздух. При отступании волны сжатый воздух расширяется почти со взрывом, что способствует дополнительному разрушению горных пород. В результате совокупного действия всех фактов абразии в основании берега образуется выемка, которая, постепенно углубляясь, превращается в волноприбойную нишу. Волноприбойная ниша углубляется до тех пор, пока нависающие в виде карниза породы не обрушатся с образованием отвесного обрыва, который называется *клифом*.



Рис. 4.8. Клиф на Азовском море. Керчь



Рис. 4.9. Пляж от пос. Рыбачьего до Канаки. Крым

Вследствие многократного повторения этого процесса береговой обрыв отступает в сторону суши, а на его месте остается наклоненная вследствие разрушения берега полоса осадков (гравий, галька, валуны), которая называется *пляжем*.

В зоне действия волн и приливов происходит постоянная переработка обломочного материала с образованием галек, гравия, песка и более мелких частиц, часть которого уносится за пределы абразионной террасы и формирует растущую подводную осыпь, которая с дальнейшим развитием абразионных процессов превращается в подводную аккумулятивную террасу.

Отмелые берега отличаются в основном аккумуляцией обломочного материала, чему способствует плоская поверхность дна, сложенная главным образом рыхлыми породами. В связи с тем, что направление ветра изменяется, происходит изменение и направления перемещения обломочного материала, который переносится не только перпендикулярно к берегу, но и вдоль его. Для отмелых берегов характерно несколько типов аккумулятивного рельефа. В результате продольного перемещения материала при наличии выступов берега формируются выдающиеся в море *косы*. Достигнув противоположного выступа берега, коса превращается в *пересыпь*. Косы и пересыпи иногда отчленяют участки моря, дельты рек, превращая их в *лиманы*.

Бары — это валообразные полосы морских обломочных или ракушечных отложений, расположенные параллельно основному направлению берега. Ширина баров может составлять 20 – 30 км, а высота — несколько десятков метров. Крупные бары, протянувшиеся на сотни километров, отделяют большие участки моря, образуя лагуны. Примером бара является Арбатская Стрелка, которая имеет длину 200 км и отделяет Сивашскую лагуну от Азовского моря. Вследствие колебательных движений моря бары могут опускаться ниже его уровня и перекрываться лагунными отложениями. Такие древние бары обнаружены бурением в пределах Сиваша.

В результате поднятия уровня моря или опускания суши происходят морские *трансгрессии*, т.е. наступление моря, и его геологическому воздействию подвергаются обширные территории. В этом случае могут быть срезаны и превращены в низменные

равнины не только возвышенности, но и целые горные системы, части материков. Свидетели такого размыва — мощные толщи конгломератов, залегающие в основании морских отложений.

Продукты геологической деятельности моря представлены следующими осадками.

Терригенные осадки — это продукты разрушения горных пород, представленные обломками различного размера — от глинистых частиц до гальки и крупных глыб. Терригенные осадки преобладают в зоне шельфа. Общей закономерностью является уменьшение величины обломков с увеличением глубины моря. В более глубоких частях шельфа галька, гравий и пески сменяются глинистыми осадками.

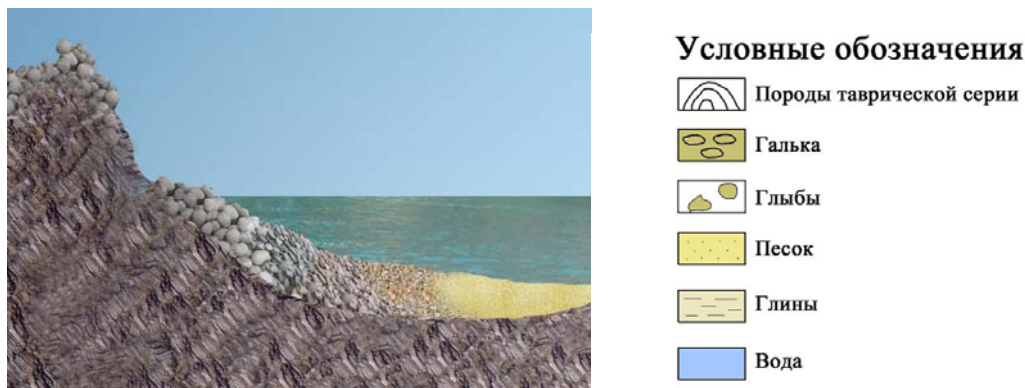


Рис. 4.10. Накопление терригенных осадков в прибрежной зоне

В общем виде граница песков и илов проходит у внутриконтинентальных морей на глубине 25 – 50 м, а в океанах на глубине 100 – 150 м. Неровности дна шельфа, впадающие реки, морские течения нарушают эту закономерность, и в природе среди песчаных отложений наблюдаются слои илов.

Хемогенные осадки образуются вследствие кристаллизации различных солей, растворенных в морской воде. При испарении вначале выпадают карбонаты, затем сульфаты и в последние стадии — галоиды. В природе эта последовательность может нарушаться в связи с колебаниями температуры, взаимодействием между собой различных солей. В качестве примера приведем данные по озеру Чокрак, отделенному от Черного моря косой. Пополнение испаряющейся в заливе воды происходит через узкий пролив, соединяющий его с морем. Концентрация солей в водах залива в 20 – 22 раза больше, чем в морских водах. В зимний период при понижении температуры в заливе в осадок выпадает мирабилит. Летом большая часть мирабилита переходит в раствор. Вместе с мирабилитом происходит накопление гипса, карбонатов кальция и магния. В связи с резким падением уровня моря поступление воды в залив прекращается и начинается накопление галита, сильвина, гипса, ангидрита.



Рис.4.11. Плантации солевых грязей в лагуне Чокрак. Крым

Органогенные осадки образуются в результате скопления на дне моря внешних и внутренних скелетов организмов. По своему составу эти осадки могут быть карбонатными или кремнистыми. Органогенные осадки распределяются в море неравномерно, что зависит от количества кислорода и углекислого газа, растворенных в воде, характера дна, освещенности, давления и ряда других причин, т.е. выделяются органогенные осадки области шельфа и батинальные.

Органогенные осадки области шельфа образуются, как правило, за счет организмов, извлекающих из морской воды карбонаты. Они представлены ракушниками, коралловыми рифами и формируются в тех участках шельфа, где терригенное осадконакопление не играет заметной роли.

Накопление ракушников происходит в аридных зонах Мирового океана, где благодаря насыщенности воды карбонатом кальция известковые раковины хорошо сохраняются.

Коралловые рифы встречаются в отдельных районах тропической зоны. Условиями для их образования являются высокие среднегодовые температуры (не ниже 20 °С), насыщенность воды карбонатом кальция и кислородом, близкая к нормальной соленость воды и прозрачность, небольшая глубина моря (не более 50 м). Выделяется три типа коралловых рифов. Береговые рифы вытянуты вдоль берега и как бы продолжают его. Барьерные рифы отделяются от берега проливом в несколько десятков километров.



Рис. 4.12. Коралловый риф (атолл) вокруг острова. Австралия

Самое большое из такого типа образований – Большой барьерный риф, который тянется более чем на 2000 км вдоль побережья Австралии. Обычно барьерные рифы образуют кольцевые формы вокруг островов. Атоллы отличаются тем, что острова в их центре отсутствуют. Формирование атоллов связано с опусканием земной коры, которое сопровождается ростом рифа. В определенный момент развития этого процесса остров скрывается под водой, а барьерный риф превращается в атолл.

Органогенные осадки батинальных зон. В области материкового склона и подножья морская вода движется только под влиянием морских течений, поэтому терригенный материал в эту область попадает в незначительных количествах.

Батинальные осадки представлены терригенными и органогенными илами, которые встречаются совместно, образуя терригенно-органогенные осадки

Среди терригенных илов различают синий, красный и зеленый.

Органогенные известковые илы образуются за счет накопления раковин планктонных организмов – фораминифер, интеропод, известковых водорослей. Они имеют карбонатные и кремнистые скелеты. По данным В.Г. Богрова, только планктон дает 350 млрд тонн биомассы в год, общая сумма нектона — 18 млрд тонн. Бентосные организмы составляют 900 млн тонн. Следовательно, биомасса Мирового океана огромна. Л.В. Пустовалов отмечает тесную связь органогенного осадконакопления с хемогенным. С

выпадением в осадок каких-либо химических соединений происходит массовое накопление органических осадков такого же состава.

Полигенные осадки представлены красными океаническими глинами и распространены глубже 4000 – 4500 м. Это очень тонкие коричневые, бурые пластичные осадки, среди которых преобладают черные или буровато-черные железо-марганцевые конкреции размерами от нескольких мм до 15 – 20 см. Суммарные запасы конкреций – примерно 100 млрд т.

Осадконакопление в море играло основную роль в образовании различных горных пород, возникающих в геологическом прошлом. Сложные процессы превращения рыхлых осадков в плотные горные породы называются *диагенезом*.

В результате диагенеза первоначальный осадок подвергается различным физико-химическим изменениям. Основные факторы этого процесса – давление, температура, разная химическая активность осадков и время. Далее рассмотрим эти факторы подробнее.

Давление. Осадки во время накопления испытывают определенное давление вышележащих пород (водных толщ). Зерна минералов ориентируются в одном направлении, т.е. формируется сланцеватость. Объем осадков уменьшается, а плотность увеличивается. Все это приводит к повышению температуры и обезвоживанию (дегидратации) осадков. В результате ил превращается в аргиллит. Песок преобразуется в песчаник, высвободившийся кремнезем локализуется в трещинах, образуя жилы альпийского типа – щетки, жеоды кварца.

При этом горные породы в естественных залежаниях строго литофицированы, т.е. образуют горизонтальную слоистость (это служит критерием для распознавания данного фактора).

Химическая активность осадков. В окислительной среде происходит окисление находящихся в осадке закисных соединений, что особенно заметно отражается на изменении железистых минералов. В восстановительной среде – наоборот, окисные соединения переводятся в закисные. Значительную роль в этих процессах играют различные бактерии. Некоторые из них разлагают органическое вещество, вызывая появление углекислоты и сероводорода, и тем самым способствуют изменению химизма среды; другие непосредственно участвуют в окислительных или восстановительных процессах. Большое значение в процессах химического преобразования осадков имеют процессы растворения малоустойчивых минералов, например карбонатов. В глубоких придонных водах, насыщенных углекислотой, происходит растворение CaCO_3 , с чем связано отсутствие известковых илов на больших глубинах (глубже 4000 м).

Перекристаллизации подвергаются главным образом однородные мелкозернистые осадки, состоящие из легкорастворимых минералов. Яркий пример перекристаллизации представляет диагенез рифовых образований, первоначально состоящих из известковых скелетов кораллов, мшанок, водорослей и др. Под действием углекислоты, освобождающейся при разложении органического вещества, CaCO_3 скелетов частично растворяется и после выделения углекислоты выпадает заново уже в кристаллической форме. Примером может служить мрамор Крыма, перекристаллизация которого происходила без участия давления, т.к. эти породы не имеют следов ориентировки, которая типична для аргиллитов и других пород.

Цементация связана с выпадением в осадок различных химических соединений, связывающих (цементирующих) между собой отдельные зерна осадка. Такими цементирующими веществами чаще всего являются кремнезем в различных модификациях (кварц, опал, халцедон), окислы железа, карбонаты, фосфаты и др. Выпадение цементирующего вещества может происходить одновременно (сингенетически), с образованием самого осадка, или же в последующие стадии его преобразования – эпигенетическим путем. Цементирующее вещество заполняет поры и пустоты, скрепляя частицы породы. Происходит также заполнение трещин.

В результате неравномерной цементации в осадке возникают более плотные участки. Иногда вследствие крайней неравномерности выпадения цементирующего вещества в осадке происходит образование конкреций, т. е. стяжений минеральных новообразований, отличных по своему составу от самого осадка. Форма и размеры подобных конкреций очень разнообразны, что зависит от текстуры осадка и физико-химических условий среды.

Нередко конкреции образуются в результате повторного выпадения вещества вокруг каких-либо скелетных остатков, играющих роль центров стяжения и своей формой определяющих форму конкреции. Сингенетические конкреции, образующиеся одновременно с самим осадком в тех же физико-химических условиях среды, имеют состав, аналогичный составу цемента. Наиболее часто встречаются кремневые, железистые, карбонатные и фосфатные конкреции. Последние часто служат объектом промышленного использования, образуя выдержанные прослои так называемых желваковых фосфоритов.

Обезвоживание осадка происходит в результате выжимания воды из нижних пластов в верхние, обусловливаемое давлением накаплиющихся выше толщ осадка. При этом происходит также процесс дегидратации богатых водой минералов и их перекристаллизация.

Температура. Источником температуры при диагенезе служат химические реакции, давление, температурный градиент и магматические очаги, находящиеся вблизи земной поверхности. Температура приводит к перекристаллизации минералов.

Время. Формирование продуктов типичного диагенеза относится к триасу, юре, т.е. происходило 300 – 150 млн лет тому назад. Ярким примером могут служить породы Крыма.

В конечном итоге все процессы, совершающиеся во время диагенеза осадка (растворение, химические преобразования, перекристаллизация, цементация, дегидратация), приводят к потере осадками рыхлости и пластичности, превращению его в горную породу.

4.1.1. Горные породы, образованные из морских осадков в результате диагенеза



Рис. 4.12. Аргиллит

Аргиллит – твёрдая, крепкая глинистая горная порода, образовавшаяся в результате уплотнения, дегидратации и цементации глин при диагенезе. По минералогическому и химическому составу аргиллиты очень сходны с глинами, но отличаются от них большей твёрдостью и неспособностью размокать в воде. Сложены в основном глинистыми минералами гидрослюдистого монтмориллонитового и хлоритового типов с примесью частиц кварца, слюды, полевых шпатов. Подобно глинам, аргиллиты образуют либо массивные пласты, либо микрослоистые (плитчатые) разновидности.



Рис. 4.13. Алеврит



Рис. 4.14. Песчаник



Рис. 4.15. Мрамор

Алеврит – обломочная твёрдая порода, состоящая преимущественно из зёрен размером от 100 до 10 мкм (*аледрит*), сцементированная, уплотнённая и претерпевшая некоторые диагенетические изменения.

Песчаник – осадочная горная порода, представляющая собой однородный или слоистый агрегат, состоящий из обломочных зёрен (песчинок) размером от 0,1 до 2 мм, связанных каким-либо минеральным веществом (цементом). По минеральному составу обломочного материала выделяют олигомиктовые и полимиктовые разновидности. К олигомиктовым относят кварцевые песчаники (более 90 % обломочного материала составляет кварц), полевошпатово-кварцевые, слюдинокварцевые и др. (кварца 60 – 90 %) Среди полимиктовых разновидностей выделяют:

- *аркозы* — песчаники с заметным преобладанием полевых шпатов над кварцем;
- *граувакки* — песчаники, имеющие сложный состав, в частности содержащие большое количество обломков горных пород; цемент из тонкозернистого обломочного материала (аледритовой и пелитовой размерности).

Мрамор – полнокристаллическая горная порода, состоящая только из кальцита CaCO_3 и образовавшаяся в результате перекристаллизации известняка или доломита $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ под действием температуры. Окраска мрамора зависит от примесей. Примесь гематита придает мрамору красный цвет, лимонита – лимонно-желтые и бурые тона, битумов, обычно перешедших в графит – серые и черные.



Рис. 4.16. Конгломерат

Конгломерат – горная порода, состоящая из окатанных обломков (галыки) различного состава, величины и формы, сцементированных глиной, известью, кремнеземом и др. Образуется в результате размыва и перетолжения более древних горных пород.



Рис. 4.17. Мраморная брекчия

Брекчия – сцементированная горная порода, сложенная из угловатых обломков (размерами от 1 см и более).

4.2. Геологическая деятельность рек

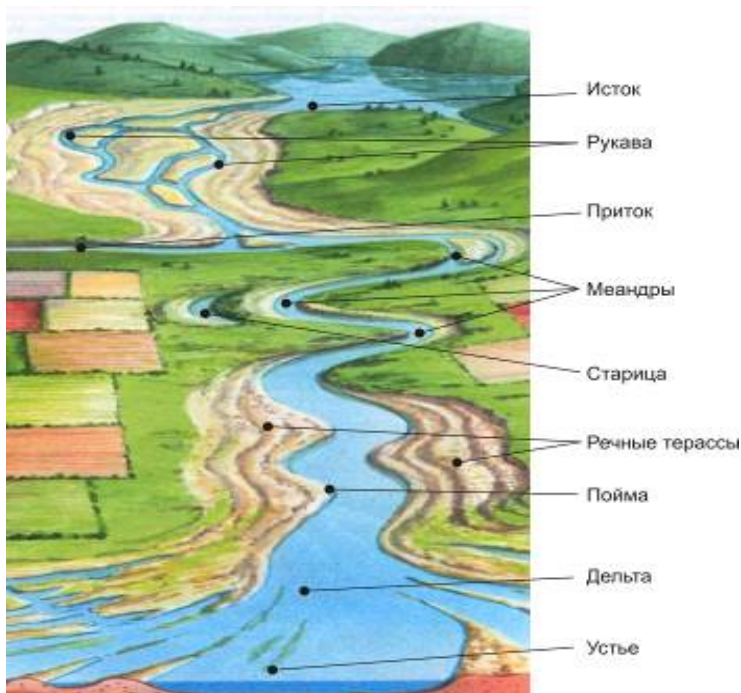


Рис. 4.18. Основные элементы реки

Реки – постоянные водные потоки, текущие в созданных ими долинах – вытянутых понижениях в рельефе. Основные элементы рек – исток, русло, приток. В результате деятельности реки образуются пойма, терраса, меандра, водопад, озеро-старица, перекат, острова, пляж.

Геологическая деятельность рек проявляется в эрозии, переносе продуктов разрушения горных пород и накоплении отложений, которые часто называют *аллювиальными отложениями* (аллювием).



Рис. 4.19. Аллювиальные отложения р. Канака. Крым

Разрушение горных пород происходит как в результате механического воздействия текущих вод, в той или иной степени насыщенных обломочным материалом, так и вследствие растворения. Содержание растворенных веществ в речных водах изменяется от 50 до 200 мг/л. Крупные реки в течение года выносят в моря и океаны огромное количество веществ в растворенном виде. Для Волги эта величина составляет 46,5 млн т, для Днепра — более 8 млн т.

Разрушительная способность водного потока зависит от массы движущейся воды и ее скорости. Принято выделять *донную*, или глубинную эрозию, направленную на углубление речных долин, и *боковую*, проявляющуюся в подмыве берегов и расширении долины реки. Соотношение между этими двумя типами эрозии изменяется на разных стадиях развития реки.

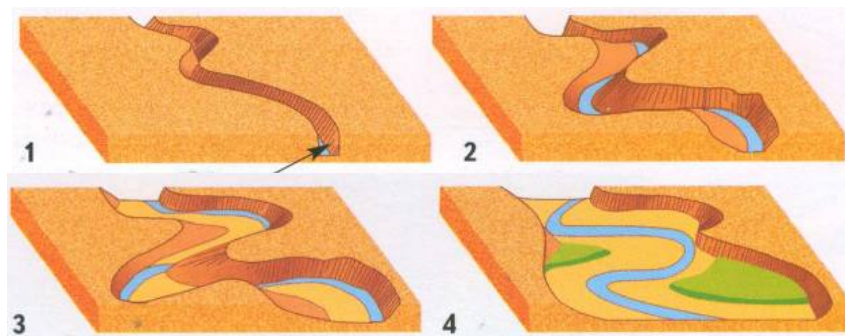


Рис. 4.20. Элементы русла реки и типы эрозии: 1 – донная эрозия; 2 – донная и боковая эрозии; 3 – долина реки с поймой и боковой эрозией; 4 – долина реки с поймой и надпойменной террасой

Первоначально преобладает *глубинная (донная) эрозия*, она направлена на выработку профиля реки, который характеризуется тем, что эрозионное воздействие уравнивается силой сопротивления пород русла. Такой профиль называется профилем равновесия и имеет вид плавной кривой, подходящей непосредственно к урезу воды в озере, море или другом водоеме, в который впадает данная река. Уровень этого приемного бассейна называется *базисом эрозии*. Профиль равновесия представляет собой идеальный случай, предполагающий равномерный уклон поверхности, по которой протекает река, и однородный состав размываемых его пород. В природе, как правило, эта поверхность отличается значительной неровностью, а в русле реки залегают породы раз-

личного состава и плотности. Наличие выходов более плотных пород приводит к образованию порогов и водопадов.

Боковая эрозия проявляется одновременно с линейной. На первых этапах существования реки роль ее незначительна, основными процессами являются линейные: углубление русла и перенос большого количества обломочного материала. Роль боковой эрозии увеличивается при достижении рекой профиля равновесия. Данному процессу способствует извилистость русла: водный поток подмывает вогнутые берега и расширяется в их сторону. При этом обломочный материал переносится на противоположный выпуклый берег.

Подмыв берегов и асимметрия речных долин обусловлены также действием закона Бэра, согласно которому реки, текущие в меридиональном направлении в северном полушарии, подмывают правые берега, а в южном — левые.

Перенос рекой разрушенных горных пород осуществляется путем волочения осадков по дну, во взвешенном и растворенном состоянии. Переносимые по дну и взвешенные осадки образуют твердый сток рек. Величина твердого стока рек в Мировой океан, по Г. В. Лопатину, составляет 13695 – 106 т, а растворенных веществ — 3600 – 106 т. Каждому изменению положения базиса эрозии соответствует новый цикл врезания реки, в связи с чем зрелые речные долины имеют ступенчатый поперечный профиль. В строении такой долины, кроме русла, выделяется серия более или менее горизонтальных площадок, возвышающихся на различной высоте над урезом воды. Эти площадки называются *террасами*. Терраса, заливаемая водой во время паводков, именуется *поймой*. Рельеф поймы часто неровный, с большим количеством стариц, повышений, вытянутых вдоль русла (прирусловые валы). Счет террас ведется от поймы (надпойменные террасы). Чем выше расположена терраса, тем она древнее.

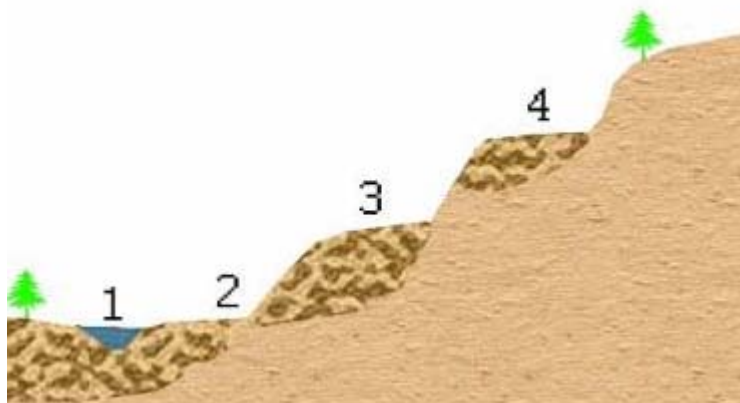


Рис. 4.21. Элементы реки и речные террасы: 1 – русло; 2 – пойма; 3 – аккумулятивная терраса; 4 – эрозионная терраса

Причины террасообразования можно разделить на локальные и региональные. К первой категории относятся такие, как изменение состава пород ложа, впадение крупных притоков, оползни и обвалы склонов и т.д. Локальные террасы прослеживаются на небольшие расстояния и быстро выклиниваются. Региональными факторами обусловлено возникновение цикловых террас, которые прослеживаются по всей речной долине или по большей ее части и по крупным притокам. Образование этих террас связано с изменением высотного положения базиса эрозии, вызванным климатическими или тектоническими факторами.

В результате эрозионно-аккумулятивной деятельности в устьевых частях рек формируются обширные плоские низменные равнины, имеющие вид греческой буквы дельта (λ), понижающиеся к морю и называемые дельтами. Дельты занимают большие пространства, в пределах которых русло разбивается на множество потоков. Так,

например, площадь дельты Амударьи составляет 10 тыс. км², Волги — 18, а Ганга и Брахмапутры — около 150 тыс. км². Дельты являются развивающимися формами рельефа и часто увеличиваются со значительной скоростью: для Волги — 170 м/год, Миссисипи — 75 м/год.

Условия образования дельт следующие:

- 1) небольшая глубина моря;
- 2) обилие обломочного материала в выносах реки;
- 3) незначительная высота приливов и отсутствие сильных прибрежных течений;
- 4) медленные колебательные движения земной коры.

Дельта реки – сложенная речными наносами низменность в низовьях реки, прорезанная разветвлённой сетью рукавов и протоков. Дельты сложены породами различного генезиса: аллювиальными, озерными, болотными, морскими. Их мощность может достигать нескольких сотен метров. С ископаемыми дельтами связаны месторождения нефти (Апшеронский полуостров), бурых и каменных углей (Подмосковный, Кизилковский бассейны).

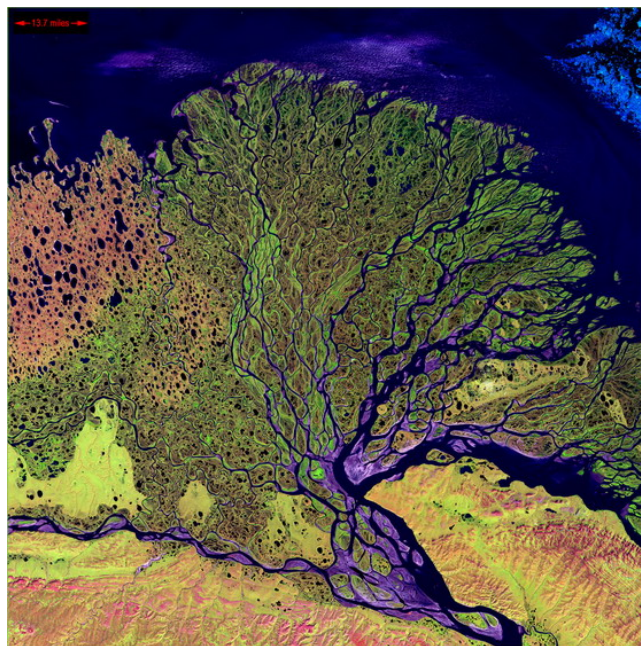


Рис. 4.22. Дельта реки Лена. Река с низким базисом эрозии

Созидательная деятельность рек проявляется в накоплении толщ аллювиальных отложений.

В основании аллювиальной толщи залегают породы, сложенные наиболее грубым материалом — валунами, галькой, гравием, в составе которых значительную роль играют местные породы. Эти образования служат составной частью руслового аллювия, образующегося в пределах самого русла долины за счет влекомого по дну материала. Благодаря блужданию русла этот тип аллювия может заполнять все дно плоской долины.

Периферийная часть долины реки сложена тонкими песками, формирующимися в первые фазы отчленения старичных водоемов, когда связь с основным водотоком периодически восстанавливается. Старичные озера возникают на месте речных петель после изменения русла реки

Пойменная часть долины реки — отложения паводков, представленные преимущественно глинистыми, часто органогенно-глинистыми породами. В ряде случаев пойменная фация отсутствует. Русловый и пойменный аллювий различаются не только составом, но и типом слоистости. Наклонная и косая слоистость руслового аллювия обусловлены наклоном русла реки и динамикой водного потока.

Соотношение пород аллювия характеризует режим реки, условия накопления осадков. Важным показателем хода аллювиальных процессов является мощность аллювия. Нормальная мощность аллювия соответствует разнице абсолютных высот наиболее глубоких плесов и высоких паводков, недостаточная — указывает на преобладание эрозионных процессов, избыточная — на процесс заполнения речной долины аллювиальными осадками.

Накопление аллювия связано, во-первых, с увеличением количества обломочного материала за счет таяния ледников, оползней, подмыва берегов и т. д. и, во-вторых, с уменьшением кинетической энергии потока, что может быть обусловлено различными факторами: усиленное испарение, просачивание вод в более глубокие горизонты, уменьшение интенсивности питания, изменение уклона при переходе от горных районов к предгорьям и равнинам.

Г.И. Горецкий предлагает выделять несколько типов погребенных речных долин. Эореки — формировавшиеся в докембрии, протореки — реки палеозоя, палеореки — речные долины мезо-кайнозоя и прареки — существовавшие в течение антропогенного периода. Более достоверно изучены прареки, на примере которых можно проследить унаследованность в формировании современных речных долин. Так в пределах современной долины Днепра Г.И. Горецким выделены четыре аллювиальные свиты, сформировавшиеся за время нижнего и среднего антропогена.

Продукты геологической деятельности рек представлены глинами, песками, гравием, валунами. Изучение речных долин имеет чрезвычайно большое значение, так как с ними связаны многие россыпные месторождения золота, алмазов, строительного песка и т. д.

По условиям нахождения реки подразделяются на равнинные и горные.

Равнинные реки характеризуются прежде всего продуктами переноса, т.е. русла и пойма реки включает хорошо отсортированный материал. Для горных рек это несвойственно.

Горные реки имеют быстрое течение, которое способно нести песок и гальку, перекачивать валуны. Ударная энергия речной воды в верховьях размывает дно и берега, переносит обломки и откладывает их в низовьях, на равнинах, где скорость течения падает. Если река протекает по мягким породам, дно размывается быстро, и русло заметно углубляется. При этом формируется долина с крутыми берегами V-образного профиля. Когда скорость размыва дна замедляется и, из-за смыва обломков со склона и подмывания берегов, дно долины расширяется, она приобретает V-образный профиль. В твердых, не склонных к разрушению породах, река пропиливает каньоны практически с отвесными склонами.



Рис. 4.23. Слева: первая надпойменная терраса р. Канака; справа: Кавернозный котел в верховье р. Чуин-Игла

4.3. Геологическая работа подземных вод

Подземными называются все воды земной коры, которые находятся в жидком, твердом и газообразном состоянии. Подземные воды установлены на глубинах до 4 км, но теоретически они могут присутствовать и на глубинах до 60 км, так как при температуре более 200 °С диссоциирует всего лишь 2% воды. В земной коре (до глубины 16 км) содержится 400 млн км³ воды, т. е. примерно 1/3 Мирового океана. Этого количества воды достаточно, чтобы покрыть всю поверхность Земли слоем в 1100 м.

В горных породах вода может находиться в различном виде. Она удерживается за счет капиллярных и пленочных сил, входит в состав минералов и горных пород в виде кислорода и водорода или молекул. Наибольшее значение имеет гравитационная вода, которая перемещается по порам и трещинам в горных породах.

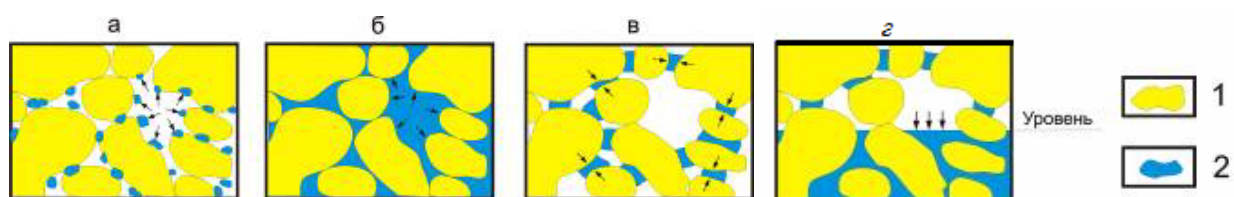


Рис. 4.24. Формы нахождения воды в горных породах: а – гигроскопическая; б – пленочная; в – капиллярная; г – гравитационная. 1 – зерна породы; 2 – вода

В зависимости от способности фильтровать воды горные породы подразделяются на водоносные (гравий, галька, песок, трещиноватые скальные породы) и водоупорные (глины, суглинки, плотные кристаллические породы).

В разрезе земной коры наблюдается чередование водопроницаемых и водоупорных пород, вследствие чего выделяется серия водоносных горизонтов, т.е. пластов или их частей, насыщенных водой. Каждый водоносный горизонт характеризуется *коэффициентом водоотдачи*, который показывает, какая часть из содержащейся в нем воды может быть получена через водозаборные сооружения. Для песков этот показатель составляет 26 – 28%. Скорость движения подземных вод по горным породам определяется *коэффициентом фильтрации*, представляющим собой скорость движения при уклоне, равном единице.

Химический состав подземных вод формируется за счет растворения горных пород, минералов, газов, микробиологических процессов. Из 106 элементов, известных в настоящее время, в подземных водах обнаружено 45. Химизм подземных вод отображается содержанием катионов и анионов. Наиболее распространены *карбонатные*, *сульфатные* и *хлоридные* воды, которые содержат соответственно более 25% общего состава минеральных веществ.

Минерализация подземных вод определяется величиной сухого остатка в граммах на литр воды при температуре 105 – 110° С. По этому признаку подземные воды делятся на пресные (до 1 г/л), солоноватые (1 – 10), соленые (10 – 15) и рассолы (более 50 г/л).

Происхождение подземных вод обусловлено несколькими процессами. Прежде всего выделяются *метеорные (водозные) воды*, которые формируются вследствие инфильтрации поверхностных вод и конденсации водяных паров атмосферы. *Осадочные (седиментационные) воды* являются первоначально составной частью Мирового океана, а затем накапливаются совместно с осадками озер и морей. Наконец, пополнение подземного океана происходит за счет паров воды, связанных с магматическими очагами.

По условиям залегания выделяются следующие типы подземных вод.

Почвенные воды содержатся в почвенном слое и часто лишены водоупора. Они существуют сезонно и принимают участие в формировании почв. Хозяйственного значения не имеют.

Грунтовые воды образуют первый от поверхности водоносный горизонт. Они тесно связаны с поверхностными водами, за счет которых пополняются. Область питания их совпадает с областью распространения. Зеркало грунтовых вод располагается на различных глубинах (обычно до 25 – 30 м), которые в значительной степени зависят от рельефа местности. Реки часто питают грунтовые воды или сами питаются за их счет.

Напорные (межпластовые) воды залегают между двумя водоупорными слоями и образуют значительные по площади бассейны, т.е. крупные геологические структуры, содержащие несколько водоносных горизонтов. Так в пределах Днепровско-Донецкого бассейна выделяются водоносные горизонты юрских, меловых, палеогеновых и антропогеновых отложений. Величина напора межпластовых горизонтов определяется разностью высот области питания и области разгрузки. Воды такого типа называются *артезианскими*.

Естественные выходы подземных вод на поверхность называются *источниками* или *родниками*. Источники подразделяются на нисходящие (выходы грунтовых вод) и восходящие, когда на поверхность проникают напорные воды. И те и другие могут быть трещинными или пластовыми в зависимости от типа водовмещающих пород (кристаллические и рыхлые).



Рис. 4.25. Виды и расположение подземных вод

Геологическая работа подземных вод проявляется, прежде всего, в растворении и в меньшей степени в размыве горных пород.

Растворимость горных пород различна. Так в 1 т воды растворяется около 600 кг каменной соли, примерно 2 кг гипса и около 1 кг известняка. Наиболее активно разрушительная работа подземных вод проявляется в карстообразовании. *Карст* (по названию плато в Югославии) — это совокупность геологических явлений, связанных с растворением, размывом горных пород и образованием в них полостей, пустот. Различают несколько видов карста: соляной, гипсовый, карбонатный.

Поверхностный карст проявляется в образовании на поверхности горных пород борозд, воронок, колодцев, пропастей, в которых часто исчезают поверхностные воды. За счет резкого снижения уровня грунтовых вод карстовые районы представляют собой безводные пустыни. Диаметр карстовых воронок составляет 10 – 200 м, глубина — 2 – 40 м. Количество воронок очень велико.



Рис. 4.27. Сталактиты и сталагмиты пещеры Мраморной. Крым

Подземные воды, выходя на дневную поверхность, отлагают растворенные в них минеральные вещества в виде известковых туфов (травертины), кремнистых туфов (гейзериты). Выходы горячих подземных вод (гидротермы) приводят к образованию ряда рудных месторождений (медь, цветные металлы, золото).



Рис. 4.28. Карбонатные «червячки» при выходе подземной реки на дневную поверхность. Красные пещеры. Крым

Наконец, циркулируя по рыхлым породам, подземные воды способствуют их цементации, превращению песков в песчаники, грубообломочных рыхлых пород — в брекчии, конгломераты.

Подземные воды нередко являются источником различных минеральных веществ. Так в ряде случаев из них получают каменную соль. Только из подземных вод получают йод и бром. В Северной Италии их содержание достигает 0,5 г/л. Йодо-бромные воды связаны с нефтяными месторождениями и поэтому часто используются попутно после отработки нефтяных залежей (Азербайджан, Туркмения). Кроме того, из горячих вод Италии, США, Японии извлекается бор, из рассолов США, Японии, Китая — литий. В Иркутской области (Ангари-Ленский бассейн) в рассолах обнаружены концентрации бора, превышающие минимальные промышленные кондиции в 500 раз, стронция — в 1000 раз. Во многих странах ведутся работы по получению из подземных вод калия, магния, рубидия, стронция, цезия.



Рис. 4.29. Травертины в районе водопада Су-Учхан. Крым

3.4. Геологическая деятельность озер

Геологическая деятельность озер сходна с геологической деятельностью моря, но проявляется в меньших масштабах. Озера могут быть пресными и солеными, они занимают 1,8 % суши.

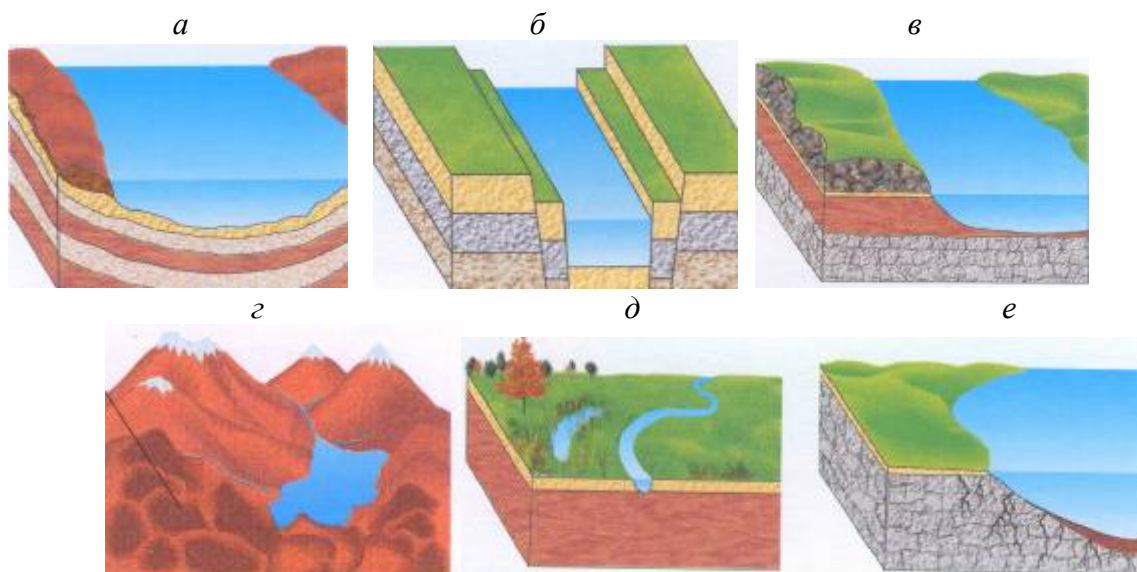


Рис. 4.30. Классификация озер по происхождению: а – озеро в прогибе земной коры; б – озеро в грабене; в – озеро в понижении между моренными холмами; г – озеро в горах; д – старица; е – в карстовой воронке

Озерные котловины по своему происхождению подразделяются на три группы: кратеры древних вулканов (озера Камчатки, Курильских островов); тектонические грабены и прогибы (Байкал, Виктория, Каспийское озеро) и плотинные озера (Сарезское, Севан). Различные типы озер могут возникать в связи с деятельностью ледников. Запрудные озера образуются между моренными грядами или к северу от них в результате подпруживания ледниковых вод. Примерами таких озер в Белоруссии являются Освейское, Лукомльское. Озера ложбинного типа возникают вследствие выпахивающей

деятельности ледника и размыва ледниковыми водами. Такие озера имеют линейные очертания, крутые берега и значительную глубину (Долгое, Сарро, Свирь, Сенно и др.).



Рис. 4.31. Озеро в жерле вулкана

В зависимости от способа заполнения озерных котловин водой они делятся на остаточные (Каспийское, Ладожское, Онежское, озера ледниковой зоны) и вновь образованные. В последнем случае озерные котловины заполняются атмосферными осадками, реками.

Озера могут быть сточные (питающие реки), проточные (расходующие и собирающие воду) и бессточные (Аральское, Балхаш, Иссык-Куль и др.).

Геологическая деятельность озер проявляется в разрушении горных пород, сортировке продуктов разрушения, их переносе и отложении.

На берегах больших озер (типа Каспийского, Аральского) отчетливо проявляются абразионные процессы, подобные тем, которые характерны для морских побережий. Об интенсивности хода этих процессов можно судить по изменению берегов искусственных водохранилищ.

Отложения пресных озер представлены терригенными, органическими и хемогенными породами.

Образование терригенных (обломочных) пород определяется климатическими особенностями, типами берегов, размерами озера. В их распределении наблюдается отчетливая зональность. В прибрежных частях накапливается грубый материал, который сменяется глинами и илами. В оз. Балхаш эта граница проходит на глубине 3 м, в Каспийском море – 15 – 20 м. Глинистые и пылеватые породы отличаются ритмичной слоистостью, обусловленной сезонными колебаниями режима озера. В этом отношении показательны озера, питающиеся талыми водами ледников. Летом за счет большого поступления песчаного материала образуются песчаные слои, зимой, когда таяние льдов прекращается, осаждается глинистая муть. Пара слоев (летний и зимний) составляет ленту, соответствующую одному году.

Органические породы представлены диатомитами, фораминиферовыми илами. Озерные диатомиты иногда образуют крупные залежи, они состоят в основном из опала.

Для озер умеренных широт характерно накопление сапропелей — черной, жирной студнеобразной породы, исходным материалом для образования которой служат органические остатки (в основном планктон), разлагающиеся на дне в условиях недостаточного количества кислорода. Сапропели часто содержат примесь терригенного материала (сапропелиты), в ископаемом состоянии они уплотняются и переходят в *сапроколы*.

Хемогенные осадки представлены известковыми конкрециями, скоплениями оолитовых железных руд, в тропических странах – бокситами.



Рис. 4.32. Боксит из девонских отложений

Известковые конкреции образуются в глинистых илах на стадии диагенеза. Лишь в отдельных небольших озерах, питающихся подземными водами, накапливаются светло-серые глинисто-карбонатные осадки — озерные мергели. Озерные железные руды образуются за счет коллоидных гидроокислов железа и алюминия, которые приносятся реками. Выпадению коллоидов в осадок с образованием желваков, оолитов способствуют бактерии. Озерные бокситы возникают в результате переотложения мощных осадков тропических стран. Они распространены среди отложений палеозоя и мезозоя и в ряде случаев образуют месторождения (например, Тихвинское под Санкт Петербургом).

Отложения соленых озер формируются в условиях жаркого аридного климата, при отсутствии постоянного притока пресных вод. В таких условиях соленость составляет 28 – 30%. (Эльтон, Баскунчак). Накопление солей происходит по сезонам, при этом скорость осадконакопления может достигать 30 см/год. В соленых озерах отлагаются сода, гипс, каменная соль, мирабилит, которые переслаиваются с карбонатными породами. Кристаллизация солей в озерах происходит только тогда, когда их содержание будет равно 250 – 300 г/л, т.е. в 10 раз превысит концентрацию солей в морской воде, причем в первую очередь выпадают в осадок труднорастворимые соли (гипс, ангидрит).

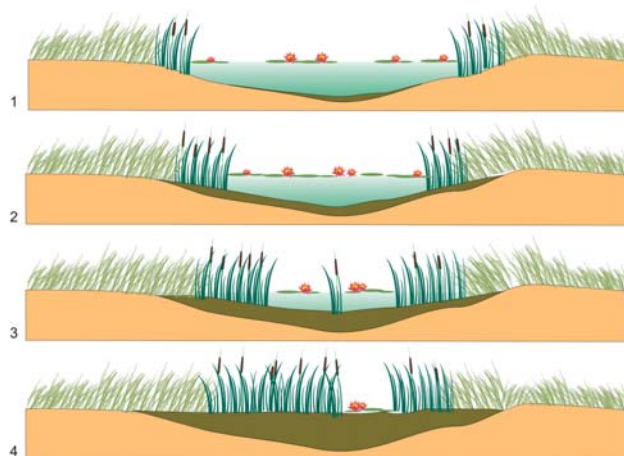
4.5. Геологическая деятельность болот

Болота — это избыточно увлажненные участки, часто возникающие на месте постепенно зарастающих озер. Болота занимают 3,5 млн км² поверхности. Заболачиванию способствует постоянное увлажнение, что вызвано большим количеством осадков, высоким положением водоупора. Болота возникают в различных условиях: на низменных побережьях озер и морей, в мелководной зоне озер, поймах рек. В связи с этим в пределах болот могут накапливаться озерные, аллювиальные и другие осадки.

В зависимости от условий питания, характера растительности и рельефа болота подразделяются на два типа: низинные и верховые.

Низинные болота питаются преимущественно грунтовыми водами. Они могут возникать на месте участков речных долин, в результате постепенного зарастания озер. Для них характерна растительность, требующая значительного количества минеральных солей (автотрофная): осоки, зеленые мхи, древесные породы (ольха, береза).

Верховые болота распространены меньше. Питание их происходит в основном за счет атмосферных осадков и заселяются они растительностью, не требующей большого количества минеральных солей: сфагновыми (белыми) мхами, изредка кустарниками. Между низинными и верховыми болотами существуют переходные.



*Рис. 4.33. Процесс зарастания озера и превращение его в болото.
1 – 4 – стадии зарастания*

Особую группу составляют болота приморских низин, развитые в зоне прилива субтропических и тропических морей (Америка, Индонезия). Здесь распространена не только травянистая, но и древесная растительность (мангровые леса). Наиболее характерный осадок болот — торф. Он представляет собой скопление неразложившихся остатков высших растений — мхов, трав, кустарников, деревьев. Благодаря тому, что остатки растений в болоте почти постоянно насыщены или покрыты водой, они разлагаются практически без доступа кислорода. Под воздействием сложных биохимических процессов, в которых существенная роль принадлежит бактериям, растительные остатки теряют значительную часть кислорода, водорода и азота и обогащаются углеродом. За счет разложения органических веществ образуется гумус, что является основным признаком процесса торфообразования. В условиях жаркого климата органическое вещество разлагается быстро, мощные торфяники при этом не образуются. В зависимости от состава преобладающих растительных осадков выделяется несколько типов торфа. Для низинных болот, покрываемых травянистыми растениями и осоками, характерен осоковый торф, для верховых — сфагновый.

В болотах влажных тропиков (например, побережье Индонезии) накапливаются мощные толщи (до 10 – 12 м) древесного торфа.

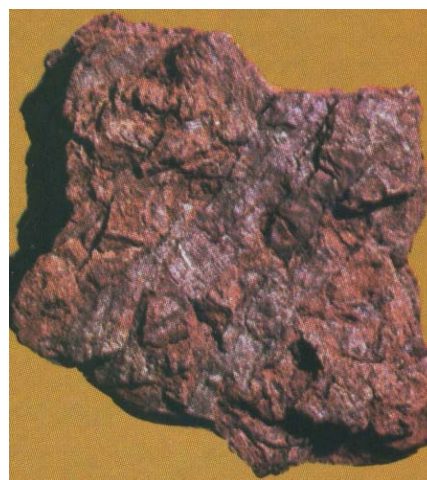


Рис. 4.34. Слева - торф; справа - бурый уголь

В Белоруссии зарегистрировано 6925 болот площадью 2,5 млн га и с запасами торфа 30,4 млрд м³. Максимальная мощность торфа достигает 11,5 м. Под торфом залегает более 220 месторождений сапропеля с запасами 342 млн м³.

Хемотрогенные осадки болот представлены луговыми или болотными мергелями и болотными железными рудами.



Рис. 4.35. Продукты болота: 1-железные руды, 2-керченит, 3-анапаит, 4-арагонит

Мергели образуются в тех болотах, где имеются выходы подземных вод, богатых углекислым кальцием. Накоплению карбоната кальция способствует испарение воды с поверхности торфяника, что вызывает поступление все новых порций грунтовых вод по капиллярам почвы. В результате этого процесса нижние части почвенного горизонта обогащаются тонкозернистым кальцитом, который в смеси с глинистым материалом дает серую рыхлую массу.

Болотные железные руды накапливаются за счет соединений железа, растворенных в грунтовых водах. В восстановительной среде торфяника железо выпадает в осадок в виде карбоната (сидерита), который, окисляясь кислородом воздуха, переходит в окислы и гидроокислы. Болотные железные руды скапливаются, образуя оолиты, конкреции, иногда линзовидные залежи мощностью до 1 – 1,5 м. Вместе с окислами в болотах иногда образуются фосфаты железа — белый минерал вивианит, который при окислении переходит в ярко-синий керченит, используемый с торфом как удобрение.

Следует отметить, что в ряде районов ледниковой зоны встречаются погребенные торфяники, формировавшиеся во время межледниковых интервалов древнего четвертичного оледенения. Изучение их имеет чрезвычайно большое значение для познания особенностей развития природы в антропогене. Погребенные торфяники содержат споры, пыльцу, семена растений; их изучение позволяет сделать выводы о климатических особенностях межледниковых эпох.



Рис. 4.36. 1-кремень, 2-опал

4.6. Геологическая деятельность ледников

Ледники — это массы льда, возникшие в результате перекристаллизации снега и воды, полностью или большей частью расположенные на суше и обнаруживающие признаки движения.

В природе наблюдаются различные формы существования льда. Зимой лед образуется в водоемах и почве. Это так называемый сезонный лед. Широко развит лед в областях распространения многолетней мерзлоты. Глубина распространения многолетней мерзлоты колеблется от первого десятка метров до 500 – 600 м. За счет уплотнения снег приобретает зернисто-кристаллическую структуру и переходит в *фирн*. При мощности фирна в 30 – 60 м через промежуток времени от 20 до 300 лет он превращается в фирновый, а затем в *глетчерный лед*. Процесс превращения снега в лед связан с постепенным уплотнением вещества и его перекристаллизацией. Удельный вес снега 0,08, фирна 0,5 – 0,6, льда 0,9 – 0,96 г\см³.

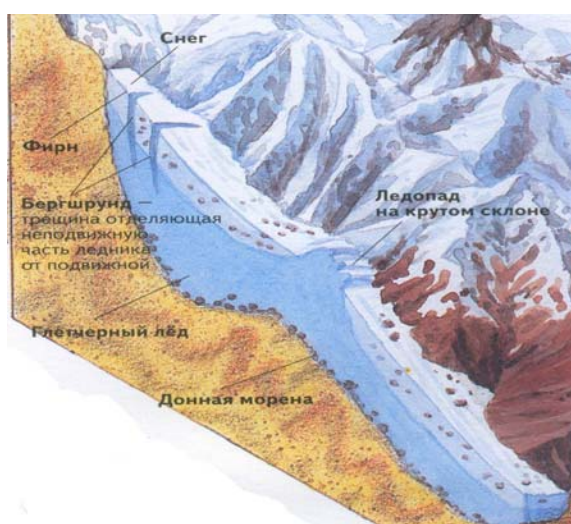


Рис. 4.37. Движение ледника и его элементы

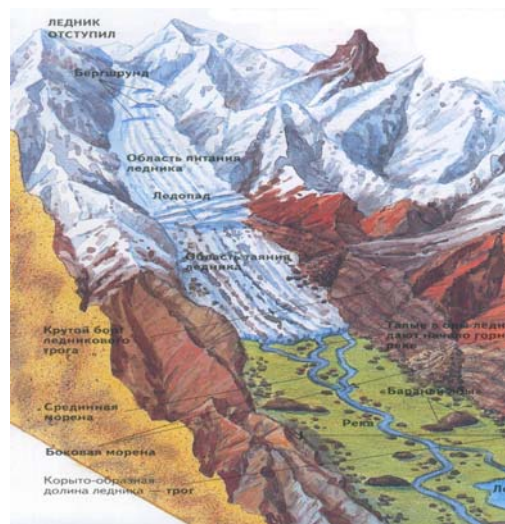


Рис. 4.38. Образование ледника и его элементы

Ледники занимают значительную площадь. Только на суше они покрывают около 16 млн км² (11% поверхности суши). Общий объем льда, содержащегося в ледниках, оценивают в 30 млн км³.

Ледники образуются в местах, расположенных выше так называемой снеговой линии. *Снеговая линия* – это уровень, выше которого снег не успевает растаять за лето. Гипсометрическое положение этой линии зависит от климатических условий. В полярных районах снеговая линия располагается на высотах, близких к уровню моря (от нуля до 50 – 70 м), в средних широтах – на высоте от 1500 до 6000 м.

Различают три основных типа ледников: горные, покровные и промежуточного типа.

Горными, или *альпийскими*, называют сравнительно маломощные ледники высокогорных районов, приуроченные к различного рода углублениям в рельефе: впадинам, долинам рек, ущельям. Ледники этого типа развиты в Альпах, Гималаях, на Тянь-Шане, Памире, Кавказе. Хотя ледники альпийского типа играют скромную роль в общем балансе оледенений (их общая площадь составляет менее 0,5% площади ледников), отдельные высокогорные ледники достигают значительных размеров.

Покровные ледники обычно образуются в полярных районах (Антарктика, Гренландия, о-в Новая Земля и др.) и располагаются почти на уровне моря. Как правило, эти ледники занимают огромные площади и имеют значительную мощность ледникового покрова.

К ледникам *промежуточного типа* относятся плоскогорные ледники, которые образуются на горах с плоской (столообразной) или плоско-выпуклой вершиной. Такие ледники развиты в Скандинавии, поэтому их иногда называют ледниками скандинавского типа.

Передвигаясь, ледники совершают огромную работу по разрушению горных пород, обработке (вспахиванию и истиранию) поверхности, по которой они движутся, и переносу разнообразного обломочного материала.

Работа ледника по разрушению и истиранию пород ложа называется экзарацией. При движении льда образуются выровненные, выположенные формы рельефа. Округлые асимметричные скалы со следами полировки, штриховки называются бараньими лбами, а их скопления образуют ландшафт курчавых скал. Долина, по которой движется ледник с вмержшими в лед обломками пород, приобретает корытообразную форму с плоским дном и отвесными боковыми стенками. Такая долина называется *трогом*.

Обломочный материал, образующийся в результате деятельности ледников, получил название *морены*. По своему составу морены подразделяются на движущиеся и неподвижные. Первые движутся вместе со льдом, а вторые представляют собой обломочный материал, оставшийся на месте после таяния ледников. Неподвижные морены подразделяются на конечные и основные. Неподвижная морена, образовавшаяся у нижней границы ледникового языка, называется конечной. Основная морена – это отложения, оставшиеся после таяния ледника на всем протяжении троговой долины.

С деятельностью ледников связаны также флювиогляциальные отложения, которые возникают в результате деятельности временных водных потоков, образующихся при таянии ледников. Такие водные потоки, как правило, размывают морену и выносят рыхло-обломочный материал, далее – мелкий песчаный и затем тонкий, глинистый. Таким образом, флювиогляциальные отложения в отличие от моренных характеризуются отсортированностью и слоистостью и в этом отношении близки к речным. Однако по сравнению с ними флювиогляциальные образования менее окатаны, так как являются составной частью перемытой морены и переносятся водным потоком лишь на незначительные расстояния.

Изучение древних ледниковых отложений позволило установить, что в истории Земли неоднократно наблюдались периоды оледенения, которые сменялись межледниковыми эпохами. Сейчас удалось выявить семь периодов материковых оледенений. Практически все континенты в разное время в значительной степени покрывались ледниками. Так, в последний ледниковый период льдом была покрыта 1/3 часть суши (около 45 млн км²), включая большую часть Северной Америки, Гренландии и 1/4 часть Евразии.

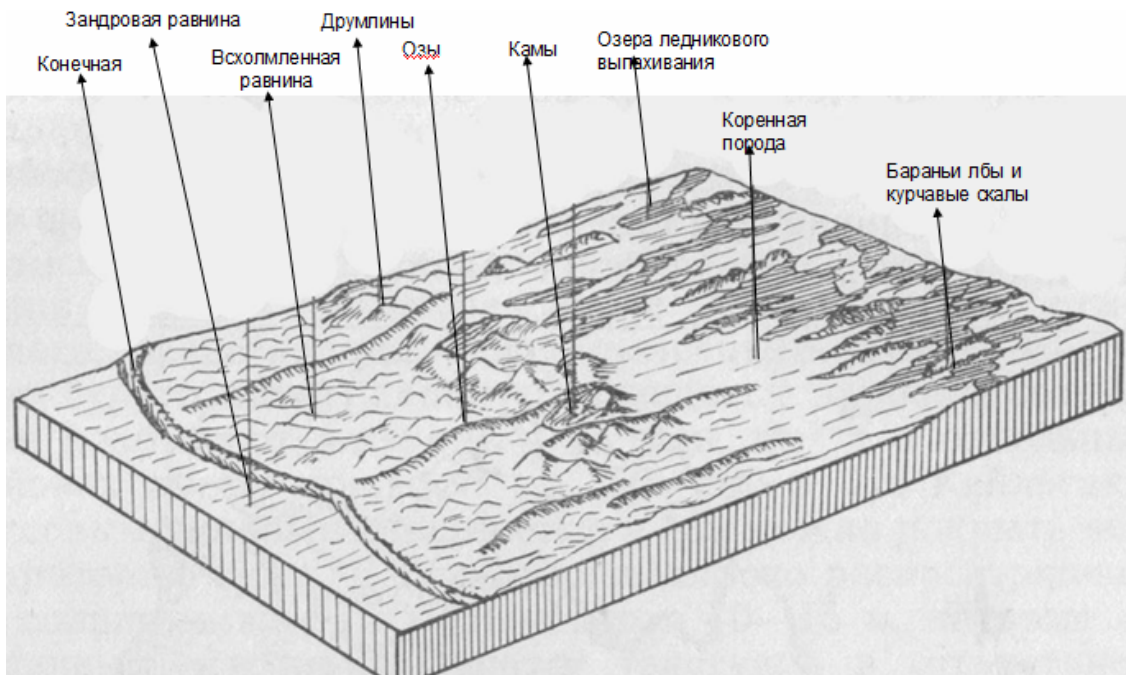


Рис. 4.39. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых форм

Существует ряд гипотез, объясняющих причины древних оледенений. Одни гипотезы связывают оледенение с процессами, протекающими на поверхности Земли или в глубоких слоях земной коры и верхней мантии, другие – с астрономическими или космическими явлениями. В частности, в геологической истории Земли отчетливо выступает связь между оледенениями и важнейшими тектоно-магматическими (вулканическими) событиями. Подмечено, что оледенения обычно наступают после крупнейших горообразовательных процессов, сопровождающихся активной вулканической деятельностью. Вполне вероятно, что похолодания были обусловлены вулканической деятельностью, уменьшавшей за счет выброса колоссального количества пепла прозрачность атмосферы и сокращавшей относительную солнечную радиацию. Бурение многослойных ледовых панцирей Гренландии и Антарктиды показало, что наиболее низкие температуры отмечаются в тех слоях, где были выявлены самые мощные отложения вулканического пепла.



Рис. 4.40. Айсберг Арктики

В современную эпоху все возрастающую роль в изменении климата Земли играет деятельность человека. Сжигание топлива, выброс в атмосферу газов и мелких частиц промышленными предприятиями приводят, с одной стороны, к изменению газового состава воздушной оболочки Земли, а с другой – к увеличению содержания пыли в атмосфере. Увеличение содержания углекислоты в атмосфере за счет так называемого "парникового эффекта" может привести к существенному потеплению климата и растоплению ледникового покрова Земли. Загрязнение атмосферы пылью, наоборот, снижает поступление солнечного тепла. Как считают климатологи, достаточно на 1% уменьшить освещенность Земли, чтобы вызвать на планете резкое похолодание или крупномасштабное оледенение. Отсюда становится понятным, насколько важно соблюдение рационального режима и поддержание установившегося природного равновесия в тепловом балансе планеты.

Вопросы для самоконтроля

- 1. Охарактеризуйте гидросферу как неотъемлемую часть планеты Земля.*
- 2. Как проявляется геологическая деятельность моря?*
- 3. Перечислите продукты геологической деятельности моря.*
- 4. Раскройте сущность процесса перехода рыхлых осадков в горные породы.*
- 5. Раскройте процесс перехода морских осадков в горные породы.*
- 6. Охарактеризуйте геологическую деятельность рек.*
- 7. Перечислите элементы реки.*
- 8. Охарактеризуйте геологическую работу подземных вод.*
- 9. Охарактеризуйте геологическую деятельность озер.*
- 10. Охарактеризуйте геологическую деятельность ледников.*

РАЗДЕЛ 5. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ АТМОСФЕРЫ

5.1. Общая характеристика атмосферы

Атмосфера играет одну из главных ролей в возникновении и развитии жизни на Земле и определяет интенсивность геологических процессов на поверхности планеты. Атмосфера удерживается силой притяжения Земли и вращается вместе с ней.

Воздушная оболочка Земли представляет собой смесь различных газов, общая масса которых оценивается в $5,3 \times 10^{15}$ тонн, т.е. составляет примерно одну миллионную долю массы планеты.

Исследования атмосферы показывают, что примерно до высоты 100 км газовый состав воздуха, интенсивно перемешиваемого ветрами, относительно постоянен. Основную часть его объема составляют следующие компоненты:

- азот (78,08 %);
- кислород (20,95 %);
- аргон (0,93 %).

Кроме того, в воздухе присутствуют:

- углекислый газ (0,03 %);
- водород (0,00005 %);
- гелий (0,005%);
- неон (0,0018 %);
- водяной пар (от 0,05 до 4 %).

Хотя относительное содержание водяного пара в воздухе невелико, суммарный объем воды в атмосфере составляет около 13 тыс. км³. Воздух содержит континентальную, океаническую, космическую и бактериальную пыль.

В нижних слоях атмосферы содержится большое количество пылевидных частиц. Подсчитано, что в 1 см³ воздуха содержится до 100 тыс. пылинок размером от 0,1 до 0,0001 мм. Пылинки такого размера обычно переносятся ветром на высоте до нескольких десятков метров. Однако более мелкие частицы поднимаются восходящими потоками воздуха на значительную высоту и очень долго могут находиться во взвешенном состоянии. Так, частицы менее 3 – 4 мкм осаждаются очень медленно – с высоты 1 км они движутся к поверхности Земли целый год. Известны случаи образования пылевых облаков на высоте 8 – 10 км в результате мощных вулканических извержений; эти облака не рассеивались в течение нескольких лет. Атмосферная пыль имеется не только над континентами, но и над морями и океанами, где источниками ее служат морская вода и пена. Под действием ветра мельчайшие капельки воды, поднятые вверх, быстро испаряются, и содержащиеся в воде соли натрия, магния, калия и кальция остаются в атмосфере в виде микроскопических кристалликов. Они также входят в состав атмосферной пыли, которая разносится воздушными течениями.

Кроме пыли, поднятой с поверхности Земли, в составе атмосферы содержится так называемая космическая пыль, которая поступает в земную атмосферу из межпланетного пространства. Эта пыль состоит из силикатных и металлических (железо, кобальт, медь) шариков диаметром от 50 до 100 мкм. Наконец, существует еще бактериальная пыль – микроскопические споры, грибки, различные бактерии, поднятые в воздух и переносимые воздушными течениями.

Плотность воздуха резко уменьшается с высотой, поэтому на нижний слой толщиной всего 5 км приходится около 50 % массы атмосферы, а в слое толщиной 30 км сосредоточено 99 % ее массы.

По газовому составу атмосфера нашей планеты существенно отличается от атмосфер других планет Солнечной системы. Связано это с процессом эволюции земной атмосферы под действием излучения Солнца.

Первичная атмосфера Земли существенно отличалась от современной и, как можно

судить по составу атмосфер других планет, содержала значительное количество паров воды, а также метан и аммиак. Под действием излучения Солнца в верхних слоях атмосферы происходила диссоциация – разложение молекул воды на водород и кислород. Основная часть водорода – легчайшего из газов – рассеивалась в околоземном космическом пространстве, а кислород способствовал разложению двух других компонентов первичной атмосферы Земли – аммиака и метана. В результате в атмосфере появились азот и углекислый газ. Наличие углекислоты, характеризующейся хорошей растворимостью в морской воде, послужило благоприятным фактором для зарождения жизни в виде первых простейших растений. Это оказалось возможным на глубине более 10 м, где слой воды защищал водоросли от губительного ультрафиолетового излучения Солнца.

Поглощая углекислоту, водоросли интенсивно выделяли кислород. Когда содержание кислорода достигло 10 % современного уровня, на высоте 10 – 30 км началось образование слоя озона, обладающего способностью поглощать ультрафиолетовое излучение Солнца и передавать его в виде тепла в атмосферу. Таким образом, на Земле были созданы условия для возникновения жизни (наличие кислорода, азота, углекислоты, защита от губительной ультрафиолетовой радиации).

Появление простейших организмов и их жизнедеятельность привели к быстрому обогащению кислородом земной атмосферы. По существу, основная часть кислорода нашей атмосферы является продуктом жизнедеятельности растений. В течение последних 600 млн лет содержание кислорода непрерывно возрастало, однако этот процесс не был равномерным. Первое повышение содержания кислорода относится к девону – карбону; затем, в триасе, содержание его резко упало и только в середине мезозоя началось возрастание до современного уровня. Появление новых видов растений приводило к поступлению крупных порций кислорода, а вымирание их – к снижению его содержания в атмосфере.

5.2. Строение атмосферы

Атмосфера простирается на 2 – 3 тыс. км над Землей и состоит из шести слоев, имеющих различный газовый состав и температуру: тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера, экзосфера, магнитосфера.

Тропосфера располагается в нижней части атмосферы, в которой содержится 50 – 70 % массы всей атмосферы. Мощность этой оболочки изменяется от 8 – 10 км на полюсах до 16 – 18 км на экваторе. Для тропосферы характерно снижение давления с высотой до 1 – 3 кПа и температуры до -90°C .

Способность атмосферы поглощать и аккумулировать излучение Солнца, определяемое свойствами озона, углекислоты и паров воды, называется тепличным или *парниковым эффектом*. Даже сравнительно небольшое содержание этих компонентов в атмосфере Земли привело к повышению среднегодовой температуры до 288 К (15°C) при значении эффективной температуры, определяемой только падающим излучением Солнца, равном 253 К (-20°C).

Содержание пыли также влияет на формирование теплового режима атмосферы. Наличие пыли в верхних слоях атмосферы улучшает ее отражательную способность, что приводит к потере солнечного тепла. С другой стороны, осаждение пыли в нижних слоях тропосферы (например, на поверхность снежного или ледового покрова) вызывает снижение отражательной способности и аккумуляцию солнечного тепла.

Аккумулируя тепло, поверхность Земли и ее атмосфера, в свою очередь, становятся мощным источником тепла. Земля излучает около $2 \cdot 10^{14}$ кВт тепловой энергии, но только 5 % этой энергии покидает Землю – основная ее часть поглощается атмосферой или возвращается на поверхность.

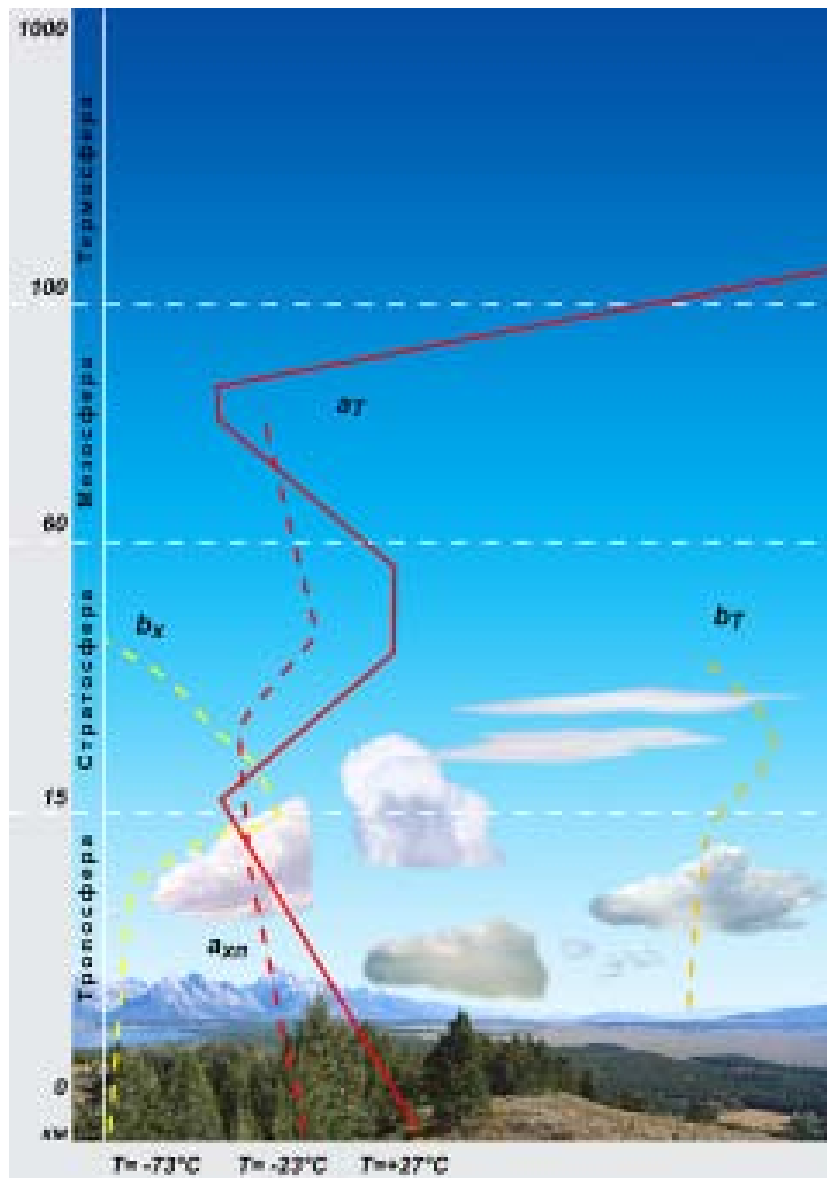


Рис. 5.1. Строение атмосферы: a_T – ход температуры с высотой, в умеренных широтах; $a_{ан}$ – ход температуры с высотой в Антарктиде; b_T – содержание озона в тропиках; $b_х$ – содержание озона в полярных широтах

Отражение тепла поверхностью Земли обуславливает наблюдаемое плавное понижение температуры в тропосфере с высотой (рис. 5.1). В вышележащих слоях атмосферы отмечается слой минимальных постоянных температур, называемый тропопаузой. По существу, он входит в состав следующей оболочки атмосферы – стратосферы, простирающейся до высоты примерно 55 км. В отличие от тропосферы здесь наблюдается неуклонное повышение температуры с высотой до нулевого значения и выше. Таким образом, темп повышения температуры с высотой в стратосфере составляет 1 – 2 °C/км.

Стратосфера. Отличительной особенностью стратосферы является поглощение ультрафиолетового излучения Солнца в слое озона, максимальное содержание которого установлено на высоте около 25 км. В стратосфере находится так называемый озоновый слой, т.е. зона максимального содержания озона – трехатомного кислорода O_3 . Он образуется из кислорода под воздействием солнечной радиации. Озоновый слой уникален: из всех планет Солнечной системы он есть только на Земле. Озон поглощает жесткую часть ультрафиолетовой радиации солнца, губительной для живых организмов. Менее активная часть ультрафиолетовой радиации проникает в тропосферу.

Открывателями озонового слоя были французские физики Шарль Фабри и Анри Буиссон. В 1913 году им удалось с помощью спектроскопических измерений ультрафиолетового излучения доказать существование озона в отдалённых от Земли слоях атмосферы. В 1994 году Генеральная ассамблея ООН провозгласила 16 сентября ежегодным Международным днём охраны озонового слоя.

В верхней части стратосферы начинается стабилизация температуры. Слой с максимальным значением температуры на высоте около 55 км называется стратопаузой. Еще выше отмечается понижение температуры в пределах следующей оболочки атмосферы, которая носит название *мезосферы*. Она простирается до высоты 80 – 85 км, где завершается переходным слоем минимальных температур – мезопаузой. В пределах мезосферы значения температуры понижаются до -80°C . Особенностью мезосферы является более высокая зимняя температура по сравнению с летней. По-видимому, это объясняется небольшим содержанием озона. Кроме того, высокое содержание ионов газов в мезосфере служит причиной возникновения здесь специфического свечения атмосферы – полярных сияний. В стратосфере почти нет водяного пара.

Мезосфера — слой атмосферы на высотах от 40 – 50 до 80 – 90 км. Характеризуется повышением температуры с высотой; максимум (порядка $+50^{\circ}\text{C}$) температуры расположен на высоте около 60 км, после чего температура начинает убывать до -70 или -80°C . Такое повышение температуры связано с энергичным поглощением солнечной радиации (излучения) озоном. Мезосфера отделяется от нижележащей стратосферы стратопаузой, а от вышележащей термосферы — мезопаузой. Мезопауза в основном совпадает с турбопаузой.

Метеоры, как правило, полностью сгорают в мезосфере. На высоте мезосферы могут появляться серебристые облака.

Для полётов мезосфера представляет собой своего рода «мёртвую зону» — воздух здесь слишком разрежен, чтобы поддерживать самолёты или аэростаты (на высоте 50 км плотность воздуха в 1000 раз меньше, чем на уровне моря), и в то же время слишком плотен для полётов искусственных спутников на такой низкой орбите. Прямые исследования мезосферы проводятся в основном с помощью суборбитальных метеорологических ракет; в целом мезосфера изучена хуже других слоёв атмосферы, в связи с чем учёные прозвали её «игноросферой».

Термосфера — слой атмосферы, следующий за мезосферой, — начинается на высоте 80 – 90 км и простирается до 800 км. Температура воздуха в термосфере быстро и неуклонно возрастает и может варьироваться от 250 до 1700°C , в зависимости от степени солнечной активности. Причиной является поглощение ультрафиолетового излучения Солнца на высотах 150 – 300 км, обусловленное ионизацией атмосферного кислорода. В нижней части термосферы рост температуры в сильной мере обусловлен энергией, выделяющейся при объединении (рекомбинации) атомов кислорода в молекулы (при этом в энергию теплового движения частиц превращается энергия солнечного УФ-излучения, поглощённая ранее при диссоциации молекул O_2). На высоких широтах важный источник теплоты в термосфере — джоулева теплота, выделяемая электрическими токами магнитосферного происхождения. Этот источник вызывает значительный, но неравномерный разогрев верхней атмосферы в приполярных широтах, особенно во время магнитных бурь.

Все пилотируемые орбитальные полёты проходят в термосфере, преимущественно на высотах от 200 до 500 км — ниже 200 км сильно сказывается тормозящее действие воздуха, а выше 500 км простираются радиационные пояса, вредно влияющие на людей.

Экзосфера — внешняя часть верхней атмосферы Земли и планет с низкой концентрацией нейтральных атомов. Для атомов экзосферы достаточно высока вероятность вылета за пределы атмосферы без столкновений с другими атомами. Протяжённую экзосферу Земли, распространяющуюся вплоть до высот порядка 100 тыс. км, часто называют геокороной, она состоит из атомов водорода, «испаряющихся» из верхней атмосферы.

Магнитосфера — область пространства вокруг планеты или другого намагниченного небесного тела, которая образуется, когда поток заряженных частиц, например солнечного ветра (гелиево-водородная плазма), отклоняется от своей первоначальной траектории под воздействием внутреннего магнитного поля этого тела.

Форма и размеры магнитосферы определяются силой внутреннего магнитного поля небесного тела и давлением окружающей плазмы (солнечного ветра). Все планеты, имеющие собственное магнитное поле, обладают магнитосферой: Земля, Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Меркурий и Марс обладают очень слабыми магнитосферами, а также Ганимед, один из спутников Юпитера (но его магнитосфера целиком находится в пределах магнитосферы Юпитера, что приводит к их сложным внутренним взаимодействиям). Ионосферы слабонамагниченных планет, как например Венера, частично отклоняют поток солнечного ветра, но они не имеют магнитосферы как таковой.

В случае набегающего потока плазмы, например, в случае взаимодействия собственного магнитного поля планеты с солнечным ветром, магнитосфера представляет полость достаточно сложной формы, обтекаемую солнечным ветром.

Проникновение плазмы в магнитосферу Земли происходит непосредственно через промежутки между замкнутыми и «разомкнутыми» магнитными силовыми линиями в магнитопаузе (дневные полярные каспы), или вследствие гидромагнитных эффектов и неустойчивостей. Проникновение плазмы солнечного ветра может сопровождаться дневными полярными сияниями в высокоширотной ионосфере. К развитию таких неустойчивостей приводят, в частности, резкие изменения параметров межпланетной среды. Это проявляется в зависимости частоты и интенсивности полярных сияний от уровня солнечной активности.

Часть плазмы, проникшей в магнитосферу, образует радиационный пояс планеты (пояс Ван Аллена) и плазменный слой.

Магнитосфера Земли имеет сложную форму. Со стороны, обращенной к Солнцу, расстояние до ее границы варьирует в зависимости от интенсивности солнечного ветра и составляет около 70000 км (10 – 12 радиусов Земли). Граница магнитосферы, или магнитопауза, со стороны Солнца по форме напоминает снаряд и по приблизительным оценкам находится на расстоянии около 15 радиусов (рис. 4.2). С ночной стороны магнитосфера Земли вытягивается длинным цилиндрическим хвостом. Хвост вытягивается на значительное расстояние, и где он заканчивается – неизвестно.

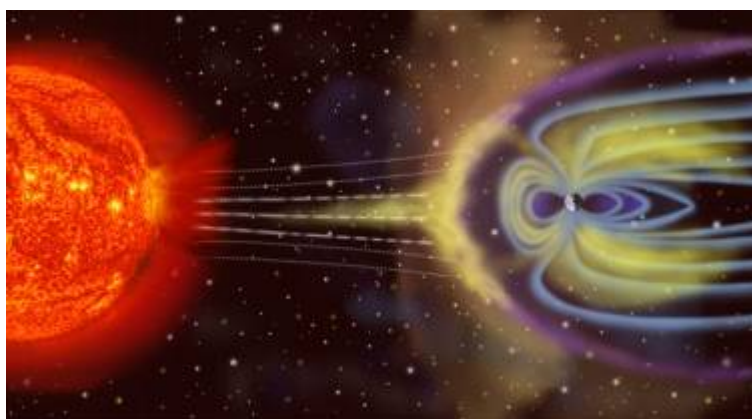


Рис. 5.2. Магнитосфера Земли

Магнитосфера обеспечивает защиту, без которой жизнь на Земле могла бы не выжить. Как полагают, Марс, магнитное поле которого очень мало, потерял значительную часть своих бывших океанов и атмосферы в космос частично за счет прямого воздействия солнечного ветра. По той же причине, как полагают, Венера потеряла большую часть своих вод в космос – за счет уноса солнечным ветром.

Форму, структуру и размеры магнитосферы Земли определяют два главных фактора:

- 1) внутреннее магнитное поле Земли;
- 2) солнечный ветер.

Солнечный ветер представляет собой быстрый поток горячей плазмы, уходящей от Солнца во всех направлениях. Типичная скорость солнечного ветра на границе земной магнитосферы 300-800 км/с. Солнечный ветер пронизан межпланетным магнитным полем, которое представляет собой главным образом магнитное поле Солнца, переносимое плазмой солнечного ветра на дальние расстояния.

5.3. Физические параметры атмосферы

Основными параметрами атмосферы являются температура, атмосферные осадки, ветры.

Температура. Распределение температуры на поверхности Земли практически целиком определяется ее освещенностью Солнцем и отражательной способностью. Именно этим объясняются более интенсивный нагрев экваториальной полосы по сравнению с полярными областями и наблюдаемое широтное распределение климатических зон.

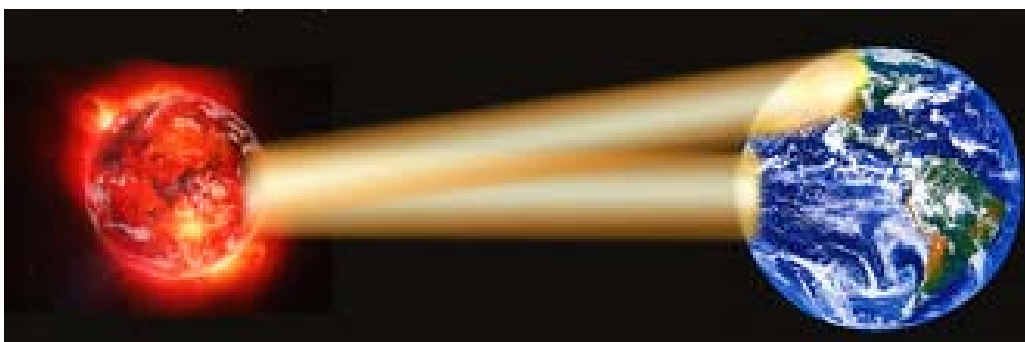


Рис. 5.3. Падая на земную поверхность отвесно, солнечные лучи нагревают её сильно, а падая под острым углом – слабо

Температура на Земле изменяется в значительных пределах. Минимальное ее значение $-89,2^{\circ}\text{C}$ зарегистрировано в Антарктиде на советской полярной станции “Восток” (3488 м над уровнем моря) 21 июля 1983 г. В северном полушарии “полюс холода” располагается на северо-востоке Азии, в пределах центральной части Якутии. Здесь в феврале 1933 года была зафиксирована минимальная температура северного полушария $-67,7^{\circ}\text{C}$ (на метеостанции “Оймякон”).

Максимальные значения температуры часто превышают 50°C . Так в индийской пустыне Тар и в бассейне р. Флиндерс в Австралии температура повышается почти до 53°C . Самые высокие температуры зарегистрированы в пустыне Мохаве (США) $-56,7^{\circ}\text{C}$ и в Ливийской пустыне, где в 1922 г была зафиксирована максимальная температура $57,8^{\circ}\text{C}$.

Приведенные значения температуры измерены в нижних слоях атмосферы, в тени. Эти температуры могут отличаться от температуры поверхности Земли – почвы и воды. Различия в удельной теплоемкости, окраске, отражательной способности приводят к различному нагреву участков Земли, покрытых снегом, растительностью, водой и т.д. Так на поверхности снега значение температуры в Антарктиде достигало $-90,4^{\circ}\text{C}$ (станция “Восток”, 1983 г.). В северном полушарии минимальная температура поверхности снега зарегистрирована на метеостанции “Оймякон” в 1933 г. $-69,6^{\circ}\text{C}$ при температуре воздуха $-67,7^{\circ}\text{C}$. Температура почвы может значительно превышать температуру воздуха: в Туркмении песок нагревается до 77°C , а в Узбекистане температура сероземов достигает 79°C при температуре воздуха $45 - 47^{\circ}\text{C}$. На поверхности моря самая высокая температура достигает $37,2^{\circ}\text{C}$ (Каспийское море).

Таким образом, диапазон изменения температуры на Земле в целом составляет около 160°C. Однако для большинства районов обычно характерны сравнительно небольшие колебания температуры, редко превышающие 40 – 50°C. Лишь в отдельных районах этот диапазон может быть больше, например, в Верхоянске (Якутия) зарегистрирован максимальный диапазон изменения температуры 101,7°C.

Вращение Земли и движение ее по орбите обуславливают суточные и сезонные колебания температур. Для сравнения температур в разных районах различают среднесуточные, среднемесячные и среднегодовые температуры.

Изменения температуры связаны не только с географической широтой местности, но и с множеством других факторов, таких как рельеф, близость к океану, растительность и т. д.

Более надежны значения среднегодовой температуры, определяемые по данным многолетних измерений. В масштабе планеты ее изменения по площади подчиняются широтной зональности. Минимальная среднегодовая температура (-56,6°C) измерена в Антарктиде, максимальная в Эфиопии (+34,4°C). В Москве среднегодовая температура равна +4,2°C.

Для Земли в целом среднегодовая температура составляет около 15°C. Однако ее значения в разных районах также зависят от воздействия ряда физико-географических факторов. Так, разница среднегодовых температур городов Орджоникидзе (8,4°C) и Тбилиси (12,6°C) связана с тем, что эти города разделены Главным Кавказским хребтом. Такой же причиной вызвана разница среднегодовых температур Франкфурта-на-Майне (9,7°C) и Милана (13,1°C), разделенных Альпами, и т.д. Наряду с рельефом значение среднегодовой температуры местности определяется сезонными изменениями отражательной способности – продолжительностью снежного покрова, сроками вегетации растительности, образования и таяния льдов на водоемах и т. д.

Атмосферные осадки. Другим важнейшим фактором, обуславливающим направление и интенсивность геологических процессов, является содержание водяного пара в атмосфере. Равновесие плотности воздуха и водяного пара определяет возможность непрерывного перераспределения влаги на поверхности нашей планеты, при котором атмосфера выполняет роль аккумулятора влаги и средства ее транспортировки. Содержание водяного пара в атмосфере называется *влажностью*. Выделяют влажность абсолютную, характеризующую фактическое содержание паров в воздухе, и влажность относительную, равную процентному отношению фактической упругости пара к упругости насыщения при данной температуре.

Влажность тесно связана с температурой. Снижение температуры воздуха приводит к снижению упругости насыщения, а, следовательно, к возрастанию относительной влажности. При 100% относительной влажности происходит конденсация пара и образование специфических аккумуляторов атмосферной влаги – облаков.

Количество выпадающих атмосферных осадков определяется географической широтой местности, влажностью воздуха, особенностью рельефа, направлением господствующих ветров и т.д. Минимальное количество осадков (0,8 мм/год) выпадает в Америке (Чили), а максимальное (11 684 мм) на Гавайских островах. Значительное количество осадков выпадает в виде снега. Так за зиму 1955 – 1956 гг. в штате Вашингтон (США) выпало 25,4 м снега.

Таким образом, среднегодовое количество осадков в различных районах планеты изменяется в чрезвычайно широких пределах. В пустынях оно не превышает 100 мм, а в областях с влажным тропическим климатом в течение года выпадает более 3000 мм осадков. Для Москвы, например, среднегодовое количество осадков составляет 586 мм.

5.4. Геологическая деятельность временных потоков

Ежегодно на поверхность Земли выпадает до 100 тыс. км³ воды, одна часть которой испаряется и вновь поступает в атмосферу, другая проникает в горные породы и формирует подземные воды, а третья стекает по поверхности в озера, реки, моря. Поверхностные воды, двигаясь под влиянием силы тяжести, производят разрушительную и созидательную работу.

В результате перемещения горных пород по склонам под действием кратковременных водных потоков формируются *делювиальные отложения*. Делювиальные процессы наиболее широко развиты в пределах равнинных степных территорий умеренного и субтропического поясов, в зоне сухих саванн, где за короткий срок выпадает большое количество дождей и снега. В строении делювиальных шлейфов, развитых по склонам, выделяются обычно две зоны: нижняя, сложенная более тонким материалом (супеси, суглинки), и верхняя, образованная песком, щебнем, гравием.



Рис. 5.4. Делювиальные отложения в Крыму. Слева: район Канакской балки; справа: район Карадага

Особенно большую разрушительную работу производят поверхностные воды в засушливых горных районах, лишенных растительности. Здесь эпизодически возникают бурные водные потоки, которые называют селями.



Рис. 5.5. Геологическая деятельность временных потоков. Сель. Тырнауз

Сель — поток с очень большой концентрацией минеральных частиц, камней и обломков горных пород (до 50 – 60 % объема потока), внезапно возникающий в

бассейнах небольших горных рек и сухих логов (рис. 5.5). Сели возникают в результате интенсивных и продолжительных ливней, бурного таяния ледников или сезонного снежного покрова, а также вследствие обрушения в русло большого количества рыхлообломочного материала (при уклонах местности не менее 0,08—0,10). Сель — нечто среднее между жидкой и твёрдой массой. Это явление кратковременное (обычно оно длится 1 – 3 ч), характерное для малых водотоков длиной до 25 – 30 км и с площадью водосбора до 50 – 100 км².

По степени насыщенности наносами и их фракционному составу различают:

- грязевые сели – смесь воды с мелкозёмом при небольшой концентрации камней, объёмный вес $\gamma = 1,5 - 2 \text{ т/м}^3$;
- грязекаменные сели – смесь воды, гальки, гравия, небольших камней, $\gamma = 2,1 - 2,5 \text{ т/м}^3$;
- водокаменные (наносоводные) сели – смесь воды с преимущественно крупными камнями, $\gamma = 1,1 - 1,5 \text{ т/м}^3$;

Продукты селевых потоков скапливаются в пониженных участках местности и образуют *пролювиальные* отложения.

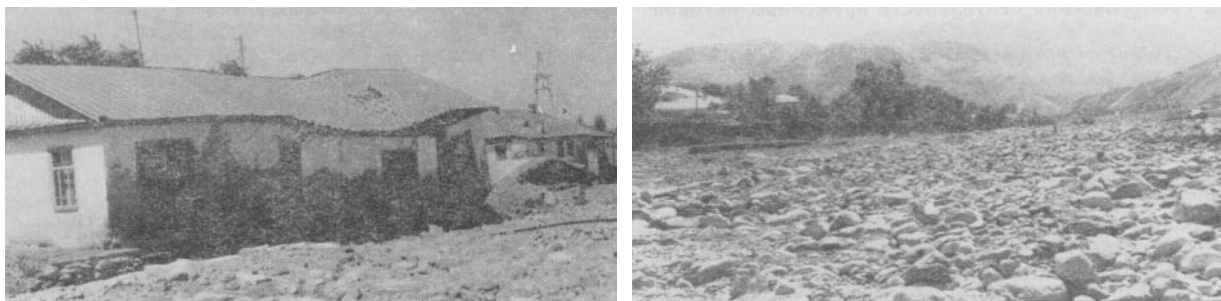


Рис. 5.6. Геологическая деятельность временных потоков. Сели. Кавказ

Селевые потоки могут производить огромные разрушения и наносят большой ущерб горным и предгорным районам, уничтожая селения, города, посевы, мосты, дороги. Так, например, в 1934 г. со склонов Кордильер на Лос-Анджелес обрушилось более 12 млн м³ обломков и грязи, в результате чего был причинен ущерб в 50 млн долларов и погибло более 200 человек.

Борьба с селями ведется преимущественно путём закрепления почвенного и растительного покрова, строительства специальных гидротехнических сооружений. Применение тех или иных способов борьбы определяют зонами селевого бассейна. Профилактические меры принимают для предупреждения появления селя или ослабления его действия ещё в самом начале процесса. Наиболее радикальным средством является лесонасаждение на селеопасных горных склонах. Лес регулирует сток, уменьшает массу воды, рассекает потоки на отдельные ослабленные струи. В зоне водосбора нельзя вырубать лес и нарушать дерновый покров. Здесь же целесообразно повышать устойчивость склонов террасированием, перехватывать и отводить воду нагорными канавами, земляными валами. В руслах селей наибольший эффект дают запруды. Эти сооружения из камня и бетона, установленные поперек русла, задерживают селя и отбирают у него часть твёрдого материала. Полузапруды отжимают поток к берегу, который менее подвержен разрыву. Селеулавливатели применяют в виде котлованов и бассейнов, закладываемых на пути движения потоков; строят берегоукрепительные подпорные стенки, препятствующие размыву берегов русла и защищающие здания от ударной силы селя. Эффективны направляющие дамбы и селехранилища. Дамбы направляют поток в нужном направлении и ослабляют его действие. На участках населённых пунктов и отдельных сооружений, расположенных в зоне отложения пролювия, устраивают отводные каналы, направляющие дамбы, русло рек забирают в высокие каменные берега, ограничивающие растекание

селевого потока. Для защиты дорожных сооружений наиболее рациональны селеспуски в виде железобетонных и каменных лотков, пропускающих сели над сооружениями или под ними.

Геологическая деятельность временных русловых потоков особенно ярко проявляется в образовании оврагов. Началом оврага могут служить самые случайные углубления на поверхности легкоразмываемых пород: накатная борозда, дорожная колея и т.п. Наиболее интенсивно овраги развиваются по склонам речных долин.

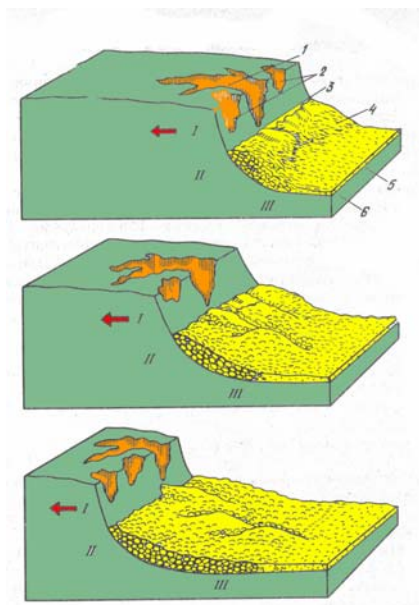


Рис. 5.7. Схема разрушения уступа поверхностными водами: 1 – овраги; 2 – обвалы, оползни; 3 – осыпь; 4 – дельвий; 5 – осадки; 6 – коренные породы. Стрелка указывает направление разрушения уступа: I – уступ; II – склон; III – педимент

Для борьбы с оврагообразованием применяются различные методы — террасирование склонов, посевы многолетних трав, лесонасаждение, создание серии водоемов, отвод воды.

5.5. Воздушные течения в атмосфере – ветры

Ветер — поток воздуха, движущийся относительно земной поверхности со скоростью свыше 0,6 м/с. Ветры над большими площадями образуют обширные воздушные течения — муссоны, пассаты, из которых слагается общая и местная циркуляция атмосферы.

Ветер возникает в результате неравномерного распределения атмосферного давления и направлен от зоны высокого давления к зоне низкого давления. Вследствие непрерывного изменения давления во времени и пространстве скорость и направление ветра также постоянно меняются. С высотой скорость ветра изменяется из-за убывания силы трения.

Для визуальной оценки скорости ветра служит шкала Бофорта – двенадцатибалльная шкала, принятая Всемирной метеорологической организацией для приближенной оценки скорости ветра по его воздействию на наземные предметы или по волнению в открытом море. Средняя скорость ветра указывается на стандартной высоте 10 м над открытой ровной поверхностью.

Шкала разработана английским адмиралом Ф. Бофортом в 1806 году. С 1874 года принята для использования в международной синоптической практике. Первоначально в ней не указывалась скорость ветра (добавлена в 1926 г.). В 1955 году, чтобы различать ураганные ветры разной силы, Бюро погоды США расширило шкалу до 17 баллов.

Шкала ветров по Ф. Бофарту

Баллы Бофорта	Словесное определение силы ветра	Средняя скорость ветра, м/с (км/ч)	Средняя скорость ветра, узлов	Действие ветра
1	2	3	4	5
0	Штиль	0—0,2 (< 1)	0—1	Дым поднимается вертикально, листья деревьев неподвижны. Зеркально гладкое море
1	Тихий	0,3—1,5 (1—5)	1—3	Дым отклоняется от вертикального направления, на море лёгкая рябь, пены на гребнях нет. Высота волн до 0,1 м
2	Легкий	1,6—3,3 (6—11)	3,5—6,4	Ветер чувствуется лицом, листья шелестят, флюгер начинает двигаться, на море короткие волны максимальной высотой до 0,3 м
3	Слабый	3,4—5,4 (12—19)	6,6—10,1	Листья и тонкие ветки деревьев колеблются, колеблются лёгкие флаги, лёгкое волнение на воде, изредка образуются маленькие "барашки". Средняя высота волн 0,6 м
4	Умеренный	5,5—7,9 (20—28)	10,3—14,4	Ветер поднимает пыль, бумажки; качаются тонкие ветви деревьев, белые "барашки" на море видны во многих местах. Максимальная высота волн до 1,5 м
5	Свежий	8,0—10,7 (29—38)	14,6—19,0	Качаются ветки и тонкие стволы деревьев, ветер чувствуется рукой, на воде видны белые "барашки". Максимальная высота волн 2,5 м, средняя — 2 м
6	Сильный	10,8—13,8 (39—49)	19,2—24,1	Качаются толстые сучья деревьев, тонкие деревья гнутся, гудят телефонные провода, зонтики используются с трудом; белые пенистые гребни занимают значительные площади, образуется водяная пыль. Максимальная высота волн — до 4 м, средняя — 3 м
7	Крепкий	13,9—17,1 (50—61)	24,3—29,5	Качаются стволы деревьев, гнутся большие ветки, трудно идти против ветра, гребни волн срываются ветром. Максимальная высота волн до 5,5 м
8	Очень крепкий	17,2—20,7 (62—74)	29,7—35,4	Ломаются тонкие и сухие сучья деревьев, говорить на ветру нельзя, идти против ветра очень трудно. Сильное волнение на море. Максимальная высота волн до 7,5 м, средняя — 5,5 м
9	Шторм	20,8—24,4 (75—88)	35,6—41,8	Гнутся большие деревья, ветер срывает черепицу с крыш, очень сильное волнение на море, высокие волны (максимальная высота — 10 м, средняя — 7 м)
10	Сильный шторм	24,5—28,4 (89—102)	42,0—48,8	На суше бывает редко. Значительные разрушения строений, ветер валит деревья и вырывает их с корнем, поверхность моря белая от пены, сильный грохот волн подобен ударам, очень высокие волны (максимальная высота — 12,5 м, средняя — 9 м)
11	Жестокий шторм	28,5—32,6 (103—117)	49,0—56,3	Наблюдается очень редко. Сопровождается разрушениями на больших пространствах. На море исключительно высокие волны (максимальная высота — до 16 м, средняя — 11,5 м), суда небольших размеров временами скрываются из виду
12	Ураган	> 32,6 (> 117)	> 56	Серьёзные разрушения капитальных строений

Многолетние наблюдения за направлением и силой ветра изображают в виде графика — розы ветров.

Выделяют постоянные, периодические и местные ветры.

Постоянные ветры, так называемые *пассаты*, дуют с довольно постоянной силой трех-четырёх баллов; направление их практически не изменяется, лишь слегка отклоняясь. Пассаты дуют между тропиками круглый год: в Северном полушарии с северо-восточного, в Южном — с юго-восточного направления, отделяясь друг от друга безветренной полосой. На

территории океанов пассаты дуют с наибольшей правильностью; на материках и на прилежащих к ним морях направление их отчасти видоизменяется под влиянием местных условий. В Индийском океане, из-за конфигурации берега, пассаты совершенно изменяют свой характер и превращаются в муссоны.

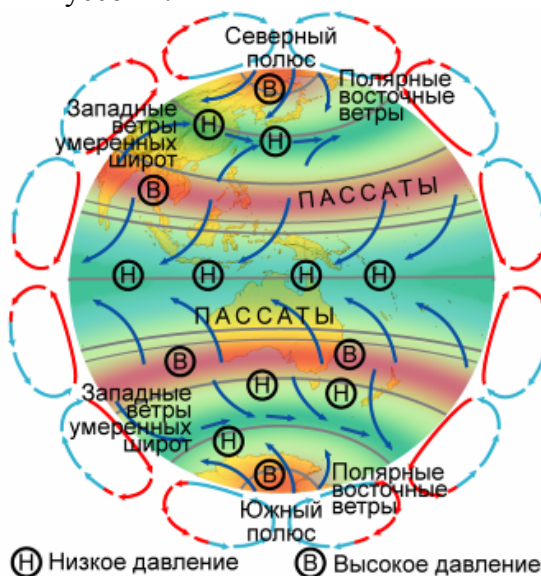


Рис. 5.8. Планетарная система воздушных течений

Муссон — периодический (сезонный) ветер, несущий большое количество влаги, дует зимой с суши на океан, летом — с океана на сушу. Муссоны наблюдаются главным образом в тропическом поясе. Наибольшей устойчивостью и скоростью ветра муссоны обладают в некоторых районах тропиков (особенно в экваториальной Африке, странах Южной и Юго-Восточной Азии и в Южном полушарии вплоть до северных частей Мадагаскара и Австралии). В более слабой форме и на ограниченных территориях муссоны обнаруживаются и в субтропических широтах (в частности, на юге Средиземного моря и в Северной Африке, в области Мексиканского залива, на востоке Азии, в Южной Америке, на юге Африки и Австралии).



Рис. 5.9. Муссон над хребтом Виндхья. Индия

Местные ветры:

Бриз — тёплый ветер, дующий с берега на море ночью и с моря на берег днём; в первом случае называется береговым бризом, а во втором — морским. Его скорость небольшая — до 4 м/с. Бриз дует с суточной периодичностью на побережье морей, больших озёр и некоторых крупных рек. Этот ветер меняет своё направление дважды в сутки, что вызвано неравномерным нагреванием поверхности суши и водоёма. Бриз чаще бывает летом, когда разница температур между сушей и водоёмом достигает наибольших

значений. В Украине, например, бризы наблюдаются на побережья водохранилищ, Чёрного и Азовского морей.

Бора – холодный порывистый ветер, возникающий в случае, когда поток холодного воздуха встречает на своём пути возвышенность; преодолев препятствие, бора с огромной силой обрушивается на долину. Вертикальные размеры боры — несколько сот метров. Охватывает, как правило, небольшие районы, где невысокие горы непосредственно граничат с морем. В России особенно сильны боры Новороссийской бухты, где имеют северо-восточное направление и дуют свыше 40 дней в году, Новой Земли, берегов Байкала. Продолжительность боры — от суток до недели. Суточный перепад температур во время боры может достигать 40 °С.



Рис. 5.10. Бора в Хорватии

Перед появлением боры у вершин гор можно наблюдать густые облака, которые жители Новороссийска называют «борода». Первоначально ветер крайне неустойчив, изменяет направление и силу, но постепенно приобретает определённое направление и огромную скорость — до 60 м/с на Маркотхском перевале близ Новороссийска. Иногда бора вызывает значительные разрушения в прибрежной полосе (так в Новороссийске в 2002 г. бора стала причиной гибели нескольких десятков человек); на море ветер способствует сильному волнению; усилившиеся волны затапливают берега и также приносят разрушения. Иногда бора ощущается и далеко от берега.

Фён – сильный, порывистый, тёплый и сухой ветер, дующий с гор в долины. Холодный воздух с высокогорий быстро опускается вниз по сравнительно узким межгорным долинам, что приводит к его адиабатическому нагреванию. При опускании на каждые 100 м воздух нагревается примерно на 1°С. Спускаясь с высоты 2500 м, он нагревается на 25 градусов и становится тёплым, даже горячим. Обычно фён продолжается менее суток, но иногда длительность доходит до 5 суток, причём изменения температуры и относительной влажности воздуха могут быть быстрыми и резкими.

Фёны особенно часты весной, когда резко возрастает интенсивность общей циркуляции воздушных масс. В отличие от фёна, при вторжении масс плотного холодного воздуха образуется бора.

Сирокко – итальянское название сильного южного или юго-западного ветра, зарождающегося в Сахаре и подобных областях Северной Африки и Ближнего Востока. Это южный тёплый ветер, приносящий дождь. Его сила может достигать от 2 до 9 баллов по шкале Бофорта.

В Хорватии и Словении он именуется «юго». Сирокко, дующий на юге Франции, более влажен и известен как *марин*. В Ливии сирокко приносит пыльные бури и называется «гибли».



Рис. 5.11. Зарождение Сирокко над Сахарой

Обычно считается, что сирокко — это сухой ветер с высокой температурой и низкой относительной влажностью. Однако в некоторых районах Средиземноморья он является тёплым влажным морским ветром.

Сирокко зарождается в глубинах аравийских и североафриканских пустынь. Он возникает в тёплых, сухих, тропических воздушных массах, которые двигаются на север в направлении низкого давления к востоку через Средиземное море. Горячий сухой континентальный воздух смешивается с более холодным, влажным воздухом морского циклона и, двигаясь против часовой стрелки, перемещается к южному побережью Европы. По пути через Средиземное море он становится более влажным, но тем не менее часто иссушает растительность юга Европы, принося к тому же большие массы пыли.

Сирокко служит причиной пыльной, сухой погоды вдоль северного побережья Африки, штормов в Средиземном море и холодной, влажной погоды в Европе. Он вызывает сухие туманы и пыльную мглу. Сирокко может продолжаться до нескольких дней.

Наиболее сухим сирокко является на северном побережье Сицилии. Там это — нисходящий горный ветер типа фёна. Зачастую из-за него температура поднимается выше 40° , а относительная влажность опускается ниже 30 %.

Влажным тёплым морским ветром сирокко является на западном побережье Апеннинского полуострова, на прилегающих к нему равнинах в районе Рима и Неаполя, а также на северном побережье Адриатики. На восточном побережье Адриатического моря в холодное полугодие тёплый влажный сирокко, приносящий с юго-востока дожди, чередуется с сухим холодным ветром бора, дующим с северо-востока.

Сирокко возникает во все времена года; летом — реже, весной и осенью — чаще. Наибольшей силы он достигает в марте и ноябре, развивая скорость до 100 км/ч. Однако на адриатическом побережье Италии и Хорватии он считается ветром умеренной силы. Здесь сирокко обычно создает длинные бесшумные волны без пены, которые сильно ударяют в берег, а затем с шорохом возвращаются в море.

Пыль, принесённая сирокко, может портить механические приборы и попадать в жилые помещения. Сирокко вреден для здоровья независимо от того, влажный он или сухой. Некоторые сирокко вызывают нервные расстройства, головные боли, невралгии, слабость, нарушение сна, повышенную раздражительность и т.д. вплоть до безумия.

Смерч — одно из наиболее разрушительных и в то же время эффектных атмосферных явлений. Это огромный вихрь с вертикальной осью длиной в несколько сотен метров. В отличие от тропического циклона он сконцентрирован на небольшой площади. На берегу Черного моря можно видеть, как из центральной части мощного кучево-дождевого облака, нижнее основание которого принимает форму опрокинутой воронки, вытягивается гигантский темный хобот, а навстречу ему с поверхности моря поднимается другая воронка.



Рис. 5.12. Зарождение смерча над Черным морем

Если они сомкнутся, образуется огромный, быстро перемещающийся столб, вращающийся против часовой стрелки. Смерчи образуются при неустойчивом состоянии атмосферы, когда воздух в ее нижних слоях очень теплый, а в верхних — холодный. При этом происходит очень интенсивный воздухообмен, сопровождаемый вихрем огромной скорости — несколько десятков метров в секунду. Диаметр смерча может достигнуть нескольких сот метров, а перемещается он иногда даже со скоростью 150 – 200 км/ч. Внутри вихря образуется очень низкое давление, поэтому смерч втягивает в себя все, что встречает на пути: он может переносить на большое расстояние воду, почву, камни, части построек и т. д. Известны, например, «рыбные» дожди, когда смерч из пруда или озера вместе с водой втягивал в себя и находящуюся там рыбу.

Смерчи на суше в США и Мексике называют *торнадо*, в Западной Европе — *тромбом*. Торнадо в Северной Америке довольно частое явление — здесь их в среднем возникает более 250 в год. Торнадо — самый сильный из смерчей, наблюдаемых на земном шаре, со скоростью ветра до 220 м/с. Самый страшный по своим последствиям торнадо пронесся в марте 1925 г. через штаты Миссури, Иллинойс, Кентукки и Теннесси, где погибло 689 человек. В умеренных широтах нашей страны смерчи бывают раз в несколько лет. Исключительно сильный смерч со скоростью ветра 80 м/с пронесся через г. Ростов Ярославской области в августе 1953 г. Смерч прошел через город за 8 мин, оставив полосу разрушений шириной 500 м. Он сбросил с железнодорожных путей два вагона весом 16 т. Предвидеть образование и путь движения торнадо по суше трудно: он перемещается с огромной скоростью и очень кратковременен. Однако сеть наблюдательных пунктов сообщает в Бюро погоды о возникновении торнадо и его местонахождении. Там эти данные анализируют и передают соответствующие предупреждения.

В Северном полушарии вращение воздуха в смерчах происходит, как правило, против часовой стрелки. Это может быть связано с направлениями взаимных перемещений масс воздуха по сторонам от атмосферного фронта, на котором формируется смерч. Известны и случаи обратного вращения. На соседних со смерчем участках происходит опускание воздуха, в результате чего вихрь замыкается.

В месте контакта основания смерчевой воронки с поверхностью земли или воды может возникать *каскад* — облако или столб пыли, обломков и поднятых с земли предметов или водяных брызг. При формировании смерча наблюдатель видит, как навстречу опускающейся с неба воронке с земли поднимается каскад, который затем охватывает нижнюю часть воронки. Термин происходит от того, что обломки, поднявшись до некоторой незначительной высоты, не могут уже удерживаться потоком воздуха и падают на землю. Воронку, не касаясь с землей, может окутывать *футляр*. Сливаясь, каскад, футляр и

материнское облако создают иллюзию более широкой, чем есть на самом деле, смерчевой воронки.

Механизм образования смерчей полностью не изучен до сих пор. Можно указать лишь некоторые общие сведения, наиболее характерные для типичных смерчей.

Смерчи в своём развитии проходят три основных стадии. На начальной стадии из грозового облака появляется начальная воронка, висящая над землей. Холодные слои воздуха, находящиеся непосредственно под облаком, устремляются вниз на смену тёплым, которые в свою очередь поднимаются вверх (такая неустойчивая система образуется обычно при соединении двух атмосферных фронтов – теплого и холодного). Потенциальная энергия этой системы переходит в кинетическую энергию вращательного движения воздуха. Скорость этого движения возрастает, и оно приобретает свой классический вид.

Вращательная скорость растёт с течением времени, при этом в центре торнадо воздух начинает интенсивно подниматься вверх. Так протекает вторая стадия существования смерча — стадия сформировавшегося вихря максимальной мощности. Смерч полностью оформляется и движется в различных направлениях.

Завершающая стадия — разрушение вихря. Мощность торнадо ослабевает, воронка сужается и отрывается от поверхности земли, постепенно обратно поднимаясь в материнское облако.

Время существования каждой стадии различно и колеблется от нескольких минут до нескольких часов (в исключительных случаях). Скорость продвижения смерчей также различна, в среднем — 40 — 60 км/ч (в очень редких случаях может достигать 200 км/ч).

Классификация смерчей:

Бичеподобные. Это наиболее распространенный тип смерчей. Воронка выглядит гладкой, тонкой, может быть весьма извилистой. Длина воронки значительно превосходит ее радиус. Слабые смерчи и опускающиеся на воду смерчевые воронки, как правило, являются бичеподобными смерчами.

Распльчатые. Выглядят как лохматые, вращающиеся, достигающие земли облака. Иногда диаметр такого смерча даже превосходит его высоту. Все воронки большого диаметра (более 0,5 км) являются распльчатыми. Обычно это очень мощные вихри, часто составные.

Составные. Могут состоять из двух и более отдельных тромбов вокруг главного центрального смерча. Подобные торнадо могут быть практически любой мощности, однако чаще всего это очень мощные смерчи. Они наносят значительный ущерб на обширных территориях.

Огненные. Это обычные смерчи, порождаемые облаком, образованным в результате сильного пожара или извержения вулкана. Именно такие смерчи впервые были искусственно созданы человеком (опыты Дж. Дессена в 1962 г.) в Сахаре, которые продолжались в 1960 – 1962 годах). Огненный смерч образуется, когда возникшие разрозненные очаги пожаров объединяются в один огромный костер. Воздух над ним нагревается, его плотность уменьшается и он поднимается вверх. Снизу на его место поступают холодные массы воздуха с периферии. Прибывший воздух тоже нагревается. Подсос кислорода действует как кузнечные меха. Образуются устойчивые центростремительные направленные потоки, ввинчивающиеся против часовой стрелки от земли на высоту до пяти километров. Возникает эффект дымовой трубы. Напор плазмы достигает ураганных скоростей. Температура подскакивает до 600°C. Все горит или плавится.

Приведенные сведения о воздушных течениях относятся лишь к наиболее распространенным ветрам нижней части атмосферы. В последние годы получены данные о существовании мощных ветров также и в верхней части тропосферы и даже в стратосфере. Эти ветры, называемые струйными течениями, изучены пока недостаточно. Установлено лишь, что это огромные воздушные реки шириной в сотни километров, проходящие на высоте 10 – 20 км. Направление струйных течений преимущественно широтное; отмечается также сезонное изменение их направлений. Скорости струйных течений огромны. В

Антарктиде, в районе советской научной обсерватории Мирный, например, измерены струйные течения со скоростью 300 и даже 800 км/ч.

5.6. Геологическая деятельность ветра

Геологическая деятельность ветра сводится к разрушению коренных пород, транспортировке и накоплению продуктов разрушения, т.е. *аккумуляции*.

Породы, обнажающиеся на поверхности, разрушаются как за счет силы ветра, так и с помощью переносимых им песка и пыли. Частицы, переносимые ветром, ударяются о поверхность обнаженных горных пород. В результате таких ударов, повторяющихся многократно, мягкие участки коренных пород разрушаются и на поверхности образуются ниши, желоба, борозды, штрихи.



Рис. 5.13. Ячеистые песчаники. Поселок Малореченское. Крым

Формы проявления корразии многообразны. Расширение трещин, возникших в коренных породах в результате корразии, приводит к созданию таких своеобразных форм, как Долина привидений в Крыму.

Характерная особенность корразии – образование одиноких скал причудливой формы, так называемых *останцов*. Обычно она сопровождается выдуванием и уносом материала. Выдувание, унос и развеивание твердых частиц коренных пород ветром называется *дефляцией*. Скорость дефляции определяется силой ветра, характером залегания, прочностью пород и т. д. Особенно интенсивно протекает дефляция там, где развиты процессы корразии.

В горных долинах в результате выдувания обнажающихся пластов, сложенных менее прочными породами, образуются различного рода углубления, на равнинах дефляция приводит к сдуванию верхнего рыхлого слоя. В засушливых районах в результате дефляции происходит сдувание слоя соли с поверхности солончаков. Процессами дефляции, по-видимому, обусловлено происхождение бессточных впадин – котловин выдувания в Средней Азии, удлиненных долин, называемых *ваади*, в Африке, и некоторых других отрицательных форм рельефа.

Кроме плоскостного выдувания процессы дефляции приводят иногда к бороздovому выдуванию. Этот вид дефляции способствует углублению дорог, особенно в неплотных, рыхлых породах, обуславливает образование глубоких рытвин, называемых *хольвегами*, глубина которых достигает 6, а иногда и 30 м.

Продукты деятельности ветра переносятся на значительные расстояния. Сила ветра может быть достаточно велика – небольшие частицы коренных пород переносятся во взвешенном состоянии, а крупные обломки перемещаются волочением. Имеются свидетельства переноса пассатами пыли из Сахары через Атлантический океан на расстояние 2 – 2,5 тыс. км.



Рис. 5.14. Причудливое изображение (силуэт Екатерины-II), выточенное ветром в песчаниках и конгломератах Демерджи. Крым

Размеры частиц, переносимых ветром, определяются его скоростью. Так, например, при скорости до 6,5 м/с ветер легко переносит пыль, диаметр частиц которой не превышает 0,25 мм. Сильный ветер со скоростью до 10 м/с способен переносить песок с диаметром частиц 1 мм, а штормовой ветер (до 20 м/с) переносит уже мелкие камешки диаметром до 4 мм. Пылевидные частицы размером до 0,05 мм легко переносятся ветром на расстояние в несколько тысяч километров, а обломки диаметром 0,5 – 2 мм могут быть унесены за сотни километров от мест первичного залегания.

По подсчетам, объем пыли, поднятой средней бурей, достигает 25 км^3 , что составляет массу в 50 млрд т. В зависимости от рельефа местности, характера покрывающей ее растительности и господствующего ветрового режима начинается аккумуляция обломков пород, переносимых ветром. Образующиеся песчано-глинистые породы называются *эоловыми отложениями*. Особенно интенсивно образование эоловых отложений протекает в районах с засушливым климатом, с резкими суточными и сезонными колебаниями температур. Такие территории с предельно засушливым климатом, где испарение с открытой поверхности намного превышает количество атмосферных осадков, называют пустынями. В зависимости от рельефа пустыни могут быть гористыми и равнинными.

По характеру господствующих процессов и эолового материала пустыни делятся на каменистые (в случае преобладания дефляции), песчаные, глинистые или лессовые (в случае преобладания аккумуляции).

Пустыни на нашей планете занимают огромные площади. В Азии они составляют 2156 тыс. км^2 , т. е. 5,4 % площади континента, в Африке 6550,5 тыс. км^2 (21,6 %).



Рис. 5.15. Пустыни мира: 1 – Большой бассейн; 2 – Мохаве; 3 – Сонора; 4 – Чиуауа; 5 – Атакама; 6 – Сирийская; 7 – Сахара; 8 – Патагония; 9 – Намиб; 10 – Кевир; 11 – Каракумы; 12 – Кызылкум; 13 – Калахари; 14 – Аравийская; 15 – Деште-Лут; 16 – Тар; 17 – Австралийская; 18 – Симпсон; 19 – Гоби; 20 – Такла-Махан

Пустыни в зависимости от минералогического состава подразделяются на:

- песчаные – на рыхлых отложениях древнеаллювиальных равнин;
- галечные и песчано-галечные – на гипсированных структурных плато и подгорных равнинах;
- щебнистые гипсированные – на плато и молодых подгорных равнинах;
- каменистые – на низкогорьях и мелкосопочниках;
- суглинистые – на слабокарбонатных покровных суглинках;
- лёссовые – на подгорных равнинах;
- глинистые такыровые – на подгорных равнинах и в древних дельтах рек;
- глинистые бедлендовые – на низкогорьях, сложенных соленосными мергелями и глинами;
- солончаковые □ в засоленных депрессиях и по морским побережьям.



Рис. 5.16. Барханы. Пустыня Марокко

Наиболее распространены песчаные равнинные пустыни со специфическими формами рельефа. К таким формам относятся барханы – асимметричные песчаные холмы серповидной формы. Они образуются при одном господствующем направлении ветра. Рост этой формы рельефа песчаных пустынь обычно начинается у какого-либо препятствия (куст саксаула, камень и т.д.), постепенно формируются наветренный и подветренный склоны. Высота барханов может достигать 30 – 140 м.

В пределах песчаных пустынь барханы обычно объединены в цепи или гряды, состоящие из многих сотен одиночных барханов. Длина такой гряды, ориентированной перпендикулярно к направлению ветра, может достигать 20 км при ширине 1 км. Расстояние между грядами 1,5 – 2 км. Еще более крупные формы рельефа песчаных пустынь образуются на побережьях морей. Здесь возникают так называемые дюны – удлиненные холмы с округлой вершиной. Высота крупных дюн в Сахаре достигает 500 м.



Рис. 5.17. Дюны. Марокко

Особенностью отложений песчаных пустынь является их подвижность. Перемещение барханов и дюн по господствующему направлению ветра приводит к засыпанию лесов, лугов, рек, селений. Древние египетские города (Луксор, Карнак и др.) за 4000 лет несколько раз засыпались песчаными отложениями и освобождались от них.

Характерной формой рельефа глинистых пустынь являются неглубокие котловины – *такыры*, покрытые глинистой коркой. При ее растрескивании образуется поверхность, состоящая из многоугольных плиток с линейными размерами 7 – 12 см.



Рис. 5.18. Пустыня Мохави «Долина смерти». В центре снимка можно видеть так называемые "такыры" – засохшие угловатые куски глины, в данном случае смешанные с солью

Другая форма рельефа глинистых пустынь – *соры*, или солончаковые пустыни. Они возникают на месте высохших соляных озер, покрыты рыхлым слоем глины и соли.

Лессовые пустыни образуются на участках аккумуляции самых мелких пылевидных частиц, переносимых ветром. Накопление таких частиц (размером 0,05 – 0,01 мм) приводит к формированию рыхлой и пористой породы – лесса. Рельеф в лессовых пустынях обычно расчленен – поверхность их покрыта густой сетью рытвин и оврагов, возникающих под действием атмосферных осадков.

Общей особенностью эоловых отложений является их невысокая прочность. Эоловые пески, глины и лесс обычно слабосцементированы и представлены хорошо окатанными, тонкозернистыми частицами. Для эоловых песков, кроме того, характерна неправильная, косая слоистость, обусловленная многократными изменениями ветрового режима.

Из анализа общих тенденций и закономерностей взаимодействия атмосферы с твердой оболочкой нашей планеты видно, что процессы физико-химического разрушения, как и деятельность ветра, направлены на нивелировку рельефа земной поверхности. В результате деятельности атмосферных осадков такие выступающие участки литосферы, как горные сооружения, подвергаются наиболее интенсивному разрушению. Продукты разрушения сносятся вниз и заполняют углубления рельефа, ускоряя процесс его выравнивания.

5.7. Погода и климат

Направленность и интенсивность геологических процессов на земной поверхности в значительной степени зависит от изменчивости физических параметров атмосферы – температуры, влажности, давления. Состояние этих факторов в конкретной местности в данный момент называется *погодой*, а их изменения во времени представляют собой метеорологические процессы. И если непостоянство погоды связано с течением метеорологических процессов, то их закономерная последовательность, обусловленная географическими условиями и определяющая многолетний режим погоды, называется *климатом*.

Таким образом, непостоянству погоды обычно противопоставляют устойчивость климата. Представление об устойчивости климатического режима основано на средних величинах температуры, осадков, давления и других элементов погоды, вычисленных по многолетним наблюдениям.

Интенсивность и направленность метеорологических процессов в значительной степени связаны с географическими условиями местности, к которым относятся широта местности, характер поверхности (рельеф, растительность), влажность воздуха, распределение по площади воды и суши.

Характеристика трех основных факторов – температуры, влажности и воздушных течений – определяет состояние погоды, а совокупность изменений этих факторов за несколько десятилетий – климат местности. Как было показано выше, изменения названных факторов в целом характеризуются широтной зональностью, обусловленной неравномерной освещенностью Земли Солнцем. На широтной зональности базируется и деление поверхности нашей планеты на различные климатические пояса. На основе анализа изменений атмосферных факторов выделяют четыре основных климатических пояса:

- арктический (антарктический);
- умеренный;
- тропический;
- экваториальный.

Для каждого пояса (кроме экваториального) выделяют четыре типа климата: континентальный, океанический, западных побережий и восточных побережий. Для экваториального пояса выделяются только континентальный и океанический типы климата.

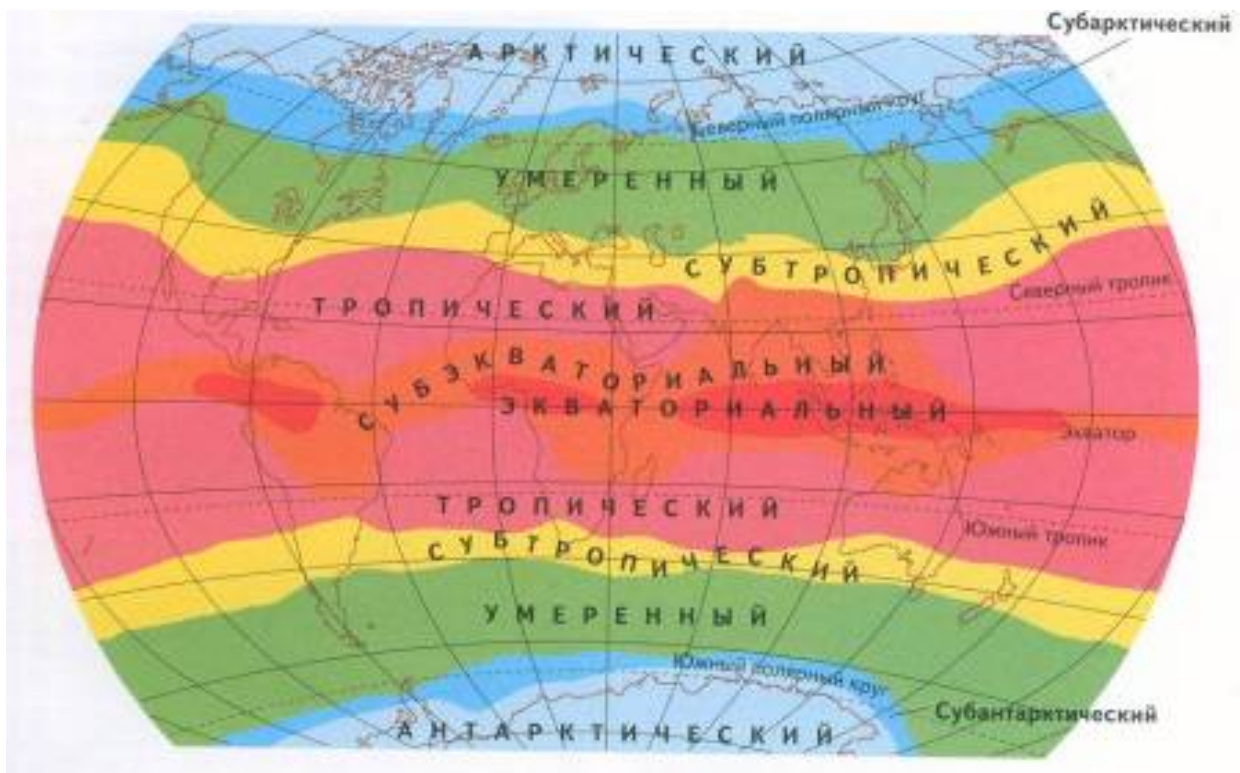


Рис. 5.19. Климатические пояса мира

По совокупному влиянию температуры и влажности атмосферы в тропическом и экваториальном поясах выделяют еще два вида климата:

– аридный, характеризующийся высокими температурами и минимальной влажностью;

– гумидный – жаркий и влажный.

Изучение климата имеет огромное значение для геологической науки. Дело в том, что климатические факторы в значительной степени влияют на характер и интенсивность геологических процессов на земной поверхности. Скорость разрушения пород, обнажающихся на поверхности, зависит, главным образом, от колебаний температуры, количества атмосферных осадков и деятельности ветров. Кроме того, климат определяет и условия формирования пород, например, каменная соль и каменные угли образуются в различных климатических условиях.

Изучение последовательности залегания горных пород, формирующихся в различных условиях, исследование остатков вымерших организмов показывают, что температура и климат на поверхности Земли неоднократно изменялись. Установлено, что в целом колебания среднегодовой температуры имеют псевдопериодический характер с периодом от 150 до 80 тыс. лет. Отмечаются и более короткопериодные колебания в 10 – 20 тыс. лет, 2 – 3 тыс. лет и даже 80 – 180 лет. Так за исторический период в Европе до VIII в. было сравнительно холодно; затем наступило потепление с максимумом в X – XII вв. (период колонизации Гренландии викингами). Похолодание наступило в XIII – XIV вв., когда были зафиксированы данные о сильных ливнях. Период XV–XVI вв. – новое потепление, оно соответствует эпохе Возрождения с развитием трансъевропейских связей через Альпы. Очередное похолодание XVI – XIX вв. сменилось в начале XX в. потеплением, которое продолжается в настоящее время.

Причины колебаний климата могут быть разделены на две группы.

Во-первых, это астрономические факторы, связанные с изменением положения Земли или отдельных участков ее поверхности по отношению к Солнцу – периодические изменения эксцентриситета земной орбиты, прецессия оси вращения и изменение угла ее наклона.

Во-вторых, это антропогенные факторы, из которых главным является загрязнение атмосферы. Прежде всего, это выбросы CO_2 в атмосферу в результате развития топливно-энергетической, металлургической и химической промышленности. Так, если 100 лет назад содержание CO_2 составляло всего 0,029 %, то сейчас оно возросло до 0,0345 % и продолжает расти, чему способствуют вырубка лесов и процесс урбанизации. Естественно, что повышение содержания углекислоты в атмосфере способствует усилению парникового эффекта и повышению среднегодовой температуры.

Другой антропогенный фактор – выбросы в атмосферу пыли с продуктами сгорания. Как уже отмечалось, роль этого фактора неоднозначна – взвешенная пыль снижает прозрачность атмосферы, а осевшая пыль (особенно на снежные поверхности полярных шапок) способствует повышению температуры.

Имеются антропогенные факторы и с противоположным эффектом, приводящие к снижению роли парникового эффекта: уменьшение содержания озона в атмосфере в результате его окисления продуктами сгорания реактивных двигателей ракет и сверхзвуковых самолетов, а также некоторыми легкими газами, используемыми в бытовой технике.

Кроме того, существенное влияние на колебания климата оказывает тектоническая активность Земли. Эпохи интенсивного вулканизма сопровождаются выбросом в атмосферу углекислого газа и пепла.

Взаимодействие всех этих факторов достаточно сложное, что затрудняет прогноз среднегодовых температуры и климата. Однако их колебания играют значительную роль в геологии, так как определяют не только интенсивность геологических процессов, но и соотношение размеров оболочек на поверхности планеты. Так повышение среднегодовой температуры в XX в. привело к таянию ледников и повышению уровня вод Мирового океана более чем на 10 см.

По прогнозам исследователей, в начале следующего века содержание CO_2 в атмосфере удвоится, что может привести к повышению среднегодовой температуры еще на несколько градусов, таянию полярных шапок и дальнейшему повышению уровня океана.

Еще хуже изучена природа короткопериодных колебаний климата. Однако можно полагать, что короткопериодные потепления и похолодания связаны с изменениями солнечной активности. Излучение Солнца, определяющее тепловой режим атмосферы, воздействует также и на глобальное изменение давления и влажности, а следовательно, и на изменение климата. Выяснено, что в периоды понижения солнечной активности (спокойного Солнца) циркуляция в атмосфере имеет в основном широтный характер, подчиненный распределению тепла в климатических зонах. В периоды активизации солнечной активности, наоборот, на первое место выдвигается меридиональная циркуляция воздуха, вызывающая перераспределение тепла между разными климатическими зонами, бурное перемешивание холодных и теплых масс воздуха. Этот процесс сопровождается бурями, ливнями и другими метеорологическими катастрофами.

5.8. Физическое и химическое разрушение горных пород (гипергенез)

Горшков Г.П. в 1957 г. писал «Термин выветривание, широко вошедший в литературу, не отражает существа и сложности природных процессов, определяемых этим понятием. Неудачный термин привел к тому, что у исследователей нет единства в понимании его по существу. Во всяком случае, выветривание никогда не следует смешивать с деятельностью собственно ветра. Мы условимся понимать под выветриванием процессы механического разрушения и химического разложения минералов и горных пород, вызванных действием колебаний температуры, воды, кислорода, углекислоты и организмов». Несмотря на это, термин «выветривание» просуществовал более 50 лет.

Факторами этого процесса являются:

- температура, т.е. нагревание и охлаждение горных пород;
- атмосферные осадки – вода, водяные пары, кислород, углекислый газ;
- органическое вещество и живые организмы.

Физическое разрушение горных пород связано с колебаниями температуры. Примером этого процесса может служить разрушение пород в результате их неравномерного нагревания и охлаждения при суточных колебаниях температуры. Периодическое расширение и сжатие пород приводит к образованию трещин, параллельных нагреваемой поверхности, а затем к отделению верхнего слоя. Этот процесс температурного разрушения пород называется шелушением или *десквамацией*.

Температурное разрушение может проявляться и в результате интенсивного нагревания солнечными лучами (*инсоляцией*) породы, состоящей из разноокрашенных минералов. При этом минералы темного цвета нагреваются сильнее светлоокрашенных, а различие коэффициентов их объемного расширения приводит к появлению трещин и постепенному разрушению породы. Обломки пород, в свою очередь, подвергаются дальнейшему измельчению и дроблению.

Интенсивность температурного разрушения тесно связана с диапазоном суточных и сезонных колебаний температур, характером растительного покрова (ослабляющего инсоляцию), атмосферными осадками (приводящими к охлаждению пород) и т. д.



Рис. 5.20. Каменные грибы долины р. Сотера

Физическое разрушение горных пород также может происходить под действием замерзающей воды, проникающей в поры и трещины. Аналогичное разрушение пород происходит при кристаллизации в капиллярных трещинах солей, принесенных водой. Механическое разрушение пород совершают корни растений, а также роющие землю животные.

Общей особенностью всех видов физического разрушения является относительно небольшая глубина его проявления, обусловленная глубиной, на которой сказываются колебания температуры и глубиной проникновения воды.

Химическое разрушение обычно обладает более глубокой проникающей способностью и часто приводит к коренным преобразованиям породы. Химическое разрушение породы осуществляется под действием атмосферных факторов. К числу таких факторов следует отнести воздействие кислорода, углекислого газа и воды, содержащихся в атмосфере, а также активных органических веществ, являющихся продуктами жизнедеятельности (или разложения) растительных и животных организмов.

Главными химическими реакциями, обуславливающими химическое разрушение, являются окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окислению подвергаются многие минералы. Особенно быстро протекает этот процесс у сульфидов, некоторых слюд и др. Например, в результате окисления пирита образуется лимонит. Окисление халькопирита приводит к образованию малахита и сульфидов железа.



Рис. 5.21. Халькопирит



Рис. 5.22. Малахит

Гидратация – образование новых минералов, содержащих гидратную или кристаллизационную воду. Присоединение воды приводит к изменению минерального состава пород, например, если ангидрит присоединяет воду получается гипс. Превращение ангидрита в гипс всегда сопровождается резким увеличением общего объема породы, что приводит к механическому разрушению всей гипс-ангидритовой толщи. Таким образом, в этих случаях имеет место сочетание химического и механического разрушения горных пород.

Другим примером гидратации может служить превращение гематита в более устойчивый лимонит.



Рис. 5.23. Гематит



Рис. 5.24. Лимонит

Растворение происходит с различной скоростью для разных пород. Наибольшей растворимостью обладают хлориды – галит $NaCl$, сильвин KCl и др. Менее растворимы сульфаты и карбонаты. Однако совместное действие углекислоты, растворенной в воде, и органических кислот приводит к выщелачиванию пород и образованию специфических форм проявления карстовых процессов.

Гидролиз представляет собой процесс разложения минералов и вынос растворенных продуктов и гидратации. Наиболее характерен пример гидролиза полевых шпатов, которые превращаются в каолинит.

Необходимо отметить, что рассмотренные виды разрушения и разложения, как правило, проявляются совместно. Физическое разрушение сопровождается химическим разложением.



Рис. 5.25. Полевой шпат



Рис. 5.26. Каолин

Продукты разрушения и разложения по отношению к коренным породам делятся на остаточные – оставшиеся на месте разрушения (рис. 5.27) и перемещенные – унесенные с мест разрушения в результате действия силы тяжести и атмосферных осадков (рис. 5.28).



Рис. 5.27. Продукты физико-химического разрушения пегматитов, оставшиеся на месте



Рис. 5.28. Продукты физико-химического разрушения, перемещенные под действие силы тяжести

Под *элювием* понимают горную породу, подвергнушуюся в той или иной степени процессам разрушения и оставшуюся на месте своего первоначального залегания. По свойствам и внешнему виду элювий резко отличается от “материнской” породы, из которой он образовался. Это, прежде всего, рыхлые современные образования, которые прослеживаются на глубину от нескольких миллиметров до десятков метров. Мощность элювия обусловлена рядом факторов, главными из которых являются прочность пород, подвергшихся процессам разрушения, и интенсивность этих процессов.

В дальнейшем отдельные обломки горных пород, слагающих элювий, могут скатываться по склонам к их основанию. Часть их задерживается на склонах. Перемещение продуктов геологической деятельности атмосферы происходит под действием силы тяжести, дождевых потоков, талых вод.

Обломочный материал, снесенный с водоразделов на склоны под действием силы тяжести, называется *коллювием*. Коллювий обычно образует у подножия водоразделов осыпи, обвалы и т.п. Это слабо сцементированная и плохо отсортированная, порода, хорошо впитывающая воду.

Если перемещение обломков происходит в результате смыва их атмосферными осадками, то такой материал называется *делювием* (рис. 5.4). Для него характерна сортировка обломков по размеру и, в зависимости от состава коренных пород, вниз по склону обычно происходит смена делювия щебнистого, супесчаного лессовидными суглинками и глинами.

Делювий, как правило, залегает в виде шлейфа, выклинивающегося вверх по склону; в его толще отмечается слоистость, параллельная склону.

Совокупность продуктов разрушения, как остаточных, так и перемещенных, чаще называют *корой выветривания*, хотя этот термин имеет совершенно другую смысловую нагрузку, т.е. его можно было бы понимать как геологическую деятельность ветра, что неверно. Поэтому логично элювий, коллювий и делювий называть продуктами геологической деятельности атмосферы.

При этом они имеют следующие признаки:

- элювий – несортированные обломки горных пород остроугольной формы, находящиеся на вершинах возвышенностей;

- коллювий – слабо сортированные и слабо окатанные обломки, находящиеся у подножья возвышенных участков земной коры;

- делювий – сортированные, слабо окатанные обломки горных пород, образующие конусы на склонах гор.

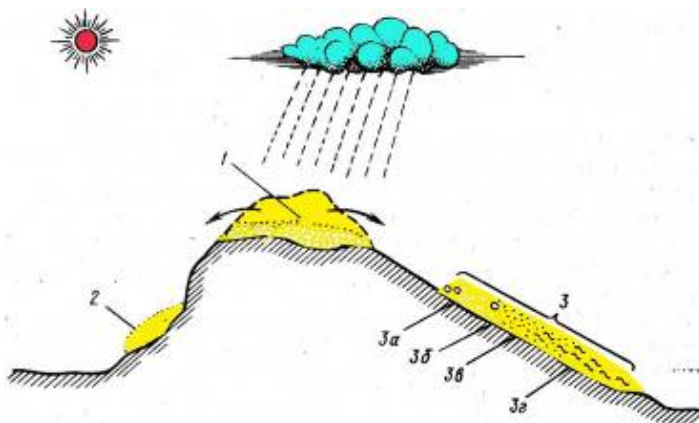


Рис. 5.29. Схема образования: элювия (1), коллювия (2), делювия (3)

5.9. Полезные ископаемые, связанные с гипергенезом

Разрушение одних минералов приводит к образованию других. Это обуславливает формирование полезных ископаемых. Один из таких процессов часто можно наблюдать на Украинском щите. Так при разрушении гранитов образуются пески и глины (каолины), к тому же и те и другие обогащаются рудными минералами. Примером могут служить редкоземельные месторождения близ г. Вольногорска, где в песке содержится до 15 – 20% циркона, ильменорутила и др.



Рис. 5.30. Гипергенез гранитов с образованием каолина, песка и рудного концентрата

Физико-химическое разрушение ультраосновных пород (оливинитов) приводит к образованию глин (нонtronитов), обогащенных никелем (до 2%), яшмоидов и жильных агатов.



Рис. 5.31. Продукты разрушения ультраосновных пород – никелевые руды, агаты Среднего Побужья. Кировоградская область

Африканские месторождения малахита (ДР Конго, Замбия) связаны с зоной окисления в широко развитых корах выветривания верхних горизонтов месторождений уран-кобальт-медной формации знаменитого Медного пояса Центральной Африки, протягивающегося через ДР Конго и Замбию. Месторождения расположены в верхнерифейских песчаниках, известковистых сланцах, доломитах и известняках свиты Роан.



Рис. 5.32. Месторождение Тенке-Фунгурум. ДР Конго. Малахит локализуется в стратифицированных толщах

Физико-химическое разложение халькопирита (Cu,FeS) приводит к образованию малахитовых месторождений.

С продуктами разрушения коренных пород связан еще один процесс, имеющий важное хозяйственное значение. Этот процесс – *почвообразование* – протекает под влиянием органических веществ. Верхний слой разрушенных горных пород рыхлый и способный впитывать воду, благоприятен для жизнедеятельности бактерий и различных растительных организмов. Постепенно происходит обогащение верхнего слоя земной коры продуктами жизнедеятельности организмов и их отмирающими остатками. Разложение органических веществ в присутствии кислорода приводит к их *гумификации*, т. е. к образованию перегноя или гумуса. Этот слой разрушенных горных пород, обогащенный гумусом, и называется *почвой*. В состав почв входят минеральный компонент, соответствующий составу коренных пород, и органический компонент, содержащий ряд кислот, а также метан, аммиак, сероводород и др. В почве продолжается разрушение минеральных частиц (в основном химическое) и их дальнейшее разложение.



Рис. 5.33. Почвенный слой над каолинами. Акимовский район. Запорожская обл.

Состав почв определяется рядом факторов, к которым относятся климат и рельеф местности, растительный покров, минеральный состав коренных пород и т.д. Доминирующими факторами являются климат и рельеф, поэтому в равнинных областях характер почв определяется широтной зональностью, а в горных – рельефом.

5.10. Оптические явления в атмосфере

Оптические явления в атмосфере – явления, вызываемые рассеянием, поглощением, преломлением и дифракцией света. Источниками света могут быть Солнце, Луна, ионизированный воздух верхних слоев атмосферы. К оптическим относятся такие явления, как, например, радуга, гало, мираж, сумерки, полярные сияния и др. Оптические явления тесно связаны с погодой и в ряде случаев могут быть использованы для ее предсказания. Далее рассмотрим их несколько подробнее.

Венцы – светлые туманные кольца вокруг диска Солнца или Луны, окруженные одним или несколькими радужными кольцами. Появление венцов обусловлено дифракцией света в капельках воды тонкого слоя облаков.

Гало – оптическое явление в атмосфере в виде светлого или радужного кольца вокруг Солнца или Луны. Гало возникает в результате отражения и преломления света в ледяных кристаллах высоких (перисто-слоистых) облаков или тумана. Нередко гало является признаком близкого прохождения теплого фронта.



Рис. 5.34. Солнечное и лунное гало

Глория – цветные кольца вокруг тени наблюдателя или предмета, находящегося около него, когда тень падает на облако или слой тумана. Глория объясняется дифракцией света на каплях воды.



Рис. 5.35. Зарница

Зарница – световые явления в виде кратковременной вспышки на горизонте при отдаленной грозе, не сопровождаемой громом. Обычно зарница наблюдается вечером или ночью.

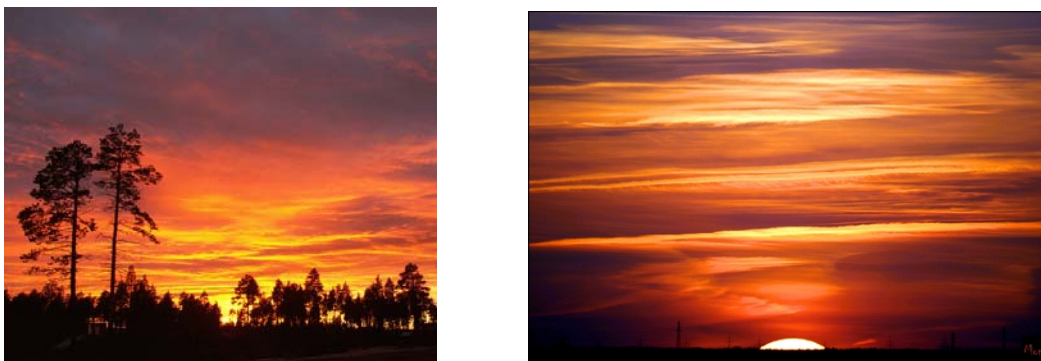


Рис. 5.36. Вечерние зори

Заря – совокупность красочных световых явлений в атмосфере, сопровождающих заход и восход Солнца. Заря обусловлена сложным сочетанием явлений поглощения, рассеяния, дифракции и преломления лучей света в различных слоях атмосферы.

Интенсивность красок зари зависит от содержания в воздухе пыли и влаги; в более чистом воздухе зори бледные, а в запыленном – интенсивных красных тонов.

Зодиакальный свет – свечение ночного неба, создаваемого солнечным светом, рассеянным на частицах межпланетной пыли; наблюдается вечером на западе или утром на востоке.



Рис. 5.37. Ложные солнца и зодиакальный свет

Ложные солнца – один из видов гало; светлые пятна с обеих сторон от солнечного диска.



Рис. 5.38. Мираж в пустыне и верхний мираж

Мираж – оптическое явление в атмосфере, часто в условиях пустыни, заключающееся в том, что вместе с отдаленными предметами (или участками неба) видны их мнимые изображения, смещенные относительно самих предметов; иногда видны изображения предметов, находящихся за линией горизонта. Отражение неба в приземных слоях воздуха нередко создает впечатление водной поверхности. Мираж объясняется искривлением лучей света в неодинаково нагретых и имеющих разную плотность слоев воздуха.

Паргелический круг – форма гало; узкая белая полоса, появляющаяся на небе днем и проходящая параллельно горизонту на высоте Солнца.

Полярное сияние – оптическое явление в верхних слоях атмосферы (ионосфере), выражающееся в свечении (люминесценции) разреженного воздуха на высоте от 60 до 1000 км. Полярные сияния наблюдаются преимущественно в высоких широтах обоих полушарий. Полярное сияние проявляется в виде общего быстро меняющегося свечения неба или движущихся лучей, полос, корон, "занавесей". Полярное сияние возникает при проникновении в нижнюю ионосферу заряженных частиц высокой энергии из верхней

ионосферы при быстрых колебаниях интенсивности земного магнитного поля. Продолжительность полярных сияний составляет от десятков минут до нескольких суток.



Рис. 5.39. Облако в виде НЛО

Неопознанный летающий объект – необъясненные явления, время от времени наблюдаемые в земной атмосфере.



Рис. 5.40. Редкая околоразногоризонтальная радуга и радуга над горами

Радуга – оптическое явление в атмосфере в виде одной или нескольких разноцветных дуг, видимых на небосводе на фоне освещаемой Солнцем завесы дождя, находящейся в противоположной стороне от Солнца. Возникновение радуги объясняется преломлением, отражением и дифракцией света в каплях дождя.

Сумерки – оптическое явление, наблюдаемое в атмосфере перед восходом и после заката солнца; состоящее в плавном переходе от ночного мрака к дневному свету и обратно. Сумерки вызываются тем, что солнечные лучи освещают высокие слои земной атмосферы, тогда как на уровне земной поверхности солнце еще не взошло или уже зашло. Продолжительность сумерек зависит от географической широты места и от склонения солнца. Различают гражданские, навигационные и астрономические сумерки.

Фата-моргана – оптическое явление в атмосфере, состоящее из нескольких форм миражей. Фата-моргана – сложная и редко встречающаяся форма миража, при которой на горизонте появляются сложные и быстро меняющиеся изображения предметов, находящихся за горизонтом.



Рис. 5.41. Молнии

Гроза – электрическое атмосферное явление, при котором в мощных кучево-дождевых облаках или между облаками и земной поверхностью возникают многократные электрические разряды (молнии), сопровождающиеся громом. Грозам обычно сопутствуют шквалистые ветры, ливневые осадки, нередко с градом.



Рис. 5.42. Особый вид радуги – околоризонтная дуга

Редкое явление в американском штате Айдахо известно в географических кругах под названием *circumhorizontal* (околоризонтная дуга). Эта дуга не радуга в традиционном смысле – её появление вызвано светом, проходящим через высокие перистые облака. Это явление происходит, когда солнце стоит очень высоко в зените. Шестиугольные ледяные кристаллы, из которых состоят перистые облака, должны находиться точно в параллельной земле плоскости.

Эта «радуга» охватила несколько сотен квадратных километров неба и "висела" в течение часа.

Вопросы для самоконтроля

1. Дайте общую характеристику атмосферы.
2. Перечислите основные слои атмосферы.
3. Перечислите физические параметры атмосферы.
4. Охарактеризуйте воздушные течения в атмосфере.
5. Дайте характеристику эоловым отложениям.
6. Назовите основные характеристики погодных условий.
7. В чем проявляется геологическая деятельность атмосферы?
8. В чем проявляется физическое и химическое разрушение горных пород?
9. Раскройте механизм разрушения гранитов и дайте характеристику их продуктам?
10. Перечислите основные атмосферные явления.

РАЗДЕЛ 6. ПЕРЕХОД БИОСФЕРЫ В НООСФЕРУ

Впервые переход биосферы в новое состояние – в ноосферу высказал В.И. Вернадский. Он связывал формирование ноосферы с появлением человека разумного или с возникновением промышленного производства.

Биосфера – оболочка Земли, заселённая живыми организмами и преобразованная ими. Она возникла благодаря процессам, происходящим на границе земной коры с гидросферой, а затем с атмосферой. Это результат эволюции планеты Земля, которая является продуктом эволюции Солнечной системы.

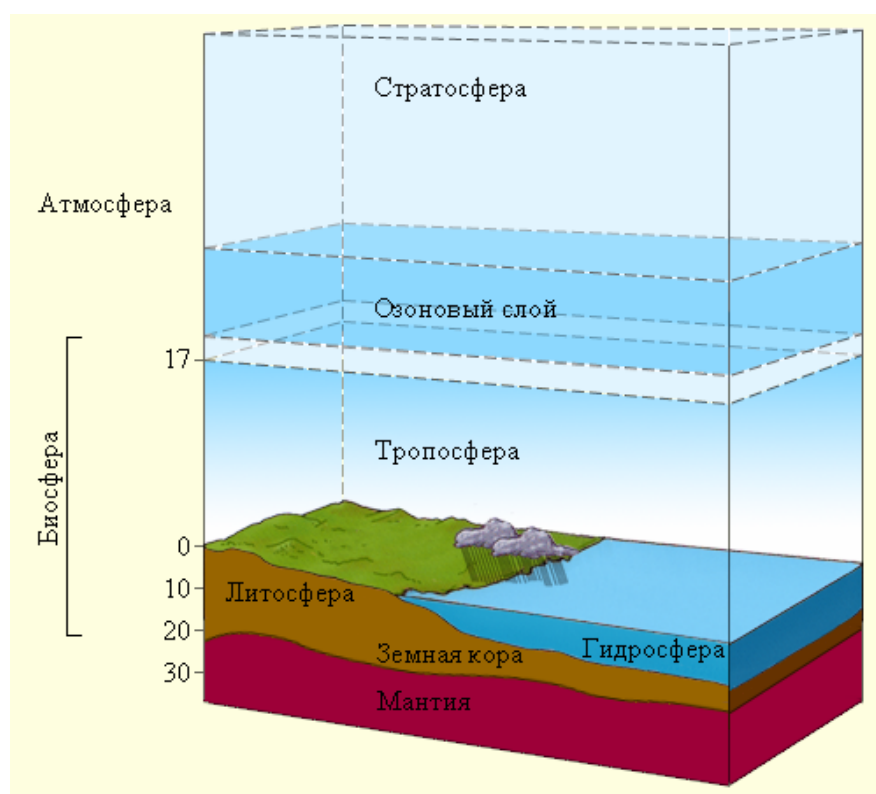


Рис. 6.1. Биосфера

Термин «биосфера» был введён в биологии Жаном-Батистом Ламарком в начале XIX в., а в геологии предложен австрийским геологом Эдуардом Зюссом в 1875 году.

Целостное учение о биосфере создал биогеохимик и философ В. И. Вернадский. Он впервые отвёл живым организмам роль главной преобразующей силы планеты Земля, учитывая их деятельность не только в настоящее время, но и в прошлом.

Биосфера захватывает нижнюю часть литосферы (3,5—7,5 км), определяемая температурой перехода воды в пар и температурой денатурации (плавлением молекулы) белков располагается на пересечении верхней части литосферы.

Верхняя граница в атмосфере – 15-20 км. Она определяется озоновым слоем, задерживающим коротковолновое ультрафиолетового излучение, губительное для живых организмов.

Биосферу слагают следующие типы веществ (по В.И. Вернадскому):

Живое вещество – вся совокупность тел живых организмов, населяющих Землю. Масса живого вещества сравнительно мала и оценивается величиной $2,4...3,6 \times 10^{12}$ т (в сухом весе) и составляет менее одной миллионной всей биосферы (ок. 3×10^{18} т), которая, в свою очередь, представляет собой менее одной тысячной массы Земли. Но это одна «из самых могущественных геохимических сил нашей планеты», поскольку

живое вещество не просто населяет биосферу, а преобразует облик Земли. Живое вещество распределено в пределах биосферы очень неравномерно.

Биогенное вещество, создаваемое и перерабатываемое живым веществом. На протяжении органической эволюции живые организмы тысячекратно пропустили через свои органы, ткани, клетки, кровь всю атмосферу, весь объём мирового океана, огромную массу минеральных веществ. Эту геологическую роль живого вещества можно представить себе по месторождениям угля, нефти, карбонатных пород и т. д.

Косное вещество – продукты, образующиеся без участия живых организмов.

Биокосное вещество создается одновременно живыми организмами и косными процессами, представляя динамически равновесные системы тех и других. Таковы почва, ил и т. д. Организмы в них играют ведущую роль.

Весь слой воздействия жизни на неживую природу называется *мегабиосферой*.

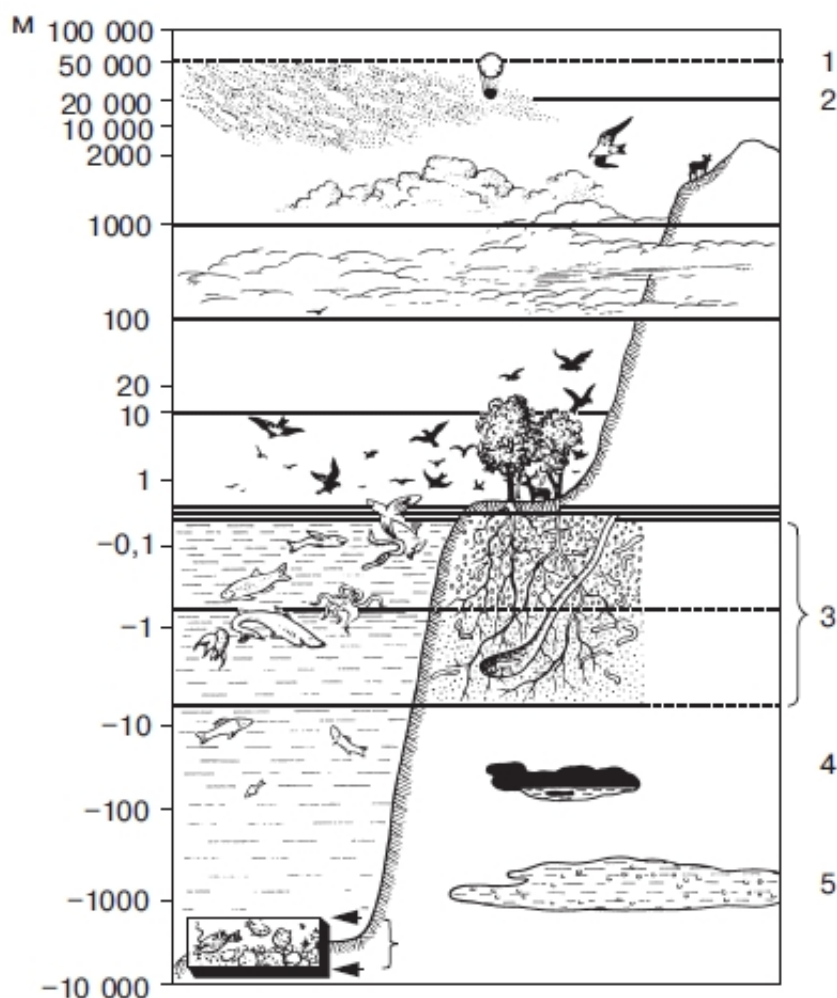


Рис.6.2. Область распространения организмов в биосфере: 1 — уровень озонового слоя, задерживающего жесткое ультрафиолетовое излучение; 2 — граница снегов; 3 — почва; 4 — животные, обитающие в пещерах; 5 — бактерии в нефтяных скважинах

Эволюция биосферы.

Жизнь на Земле зародилась ещё в архее – примерно 3,5 млрд. лет назад. Такой возраст имеют найденные палеонтологами древнейшие органические остатки. Возраст Земли как самостоятельной планеты Солнечной системы оценивается в 4,5 млрд. лет. В архее появляются первые эукариоты – одноклеточные водоросли и простейшие организмы. Начался процесс почвообразования на суше. В конце архея появился половой процесс и многоклеточность у животных организмов.

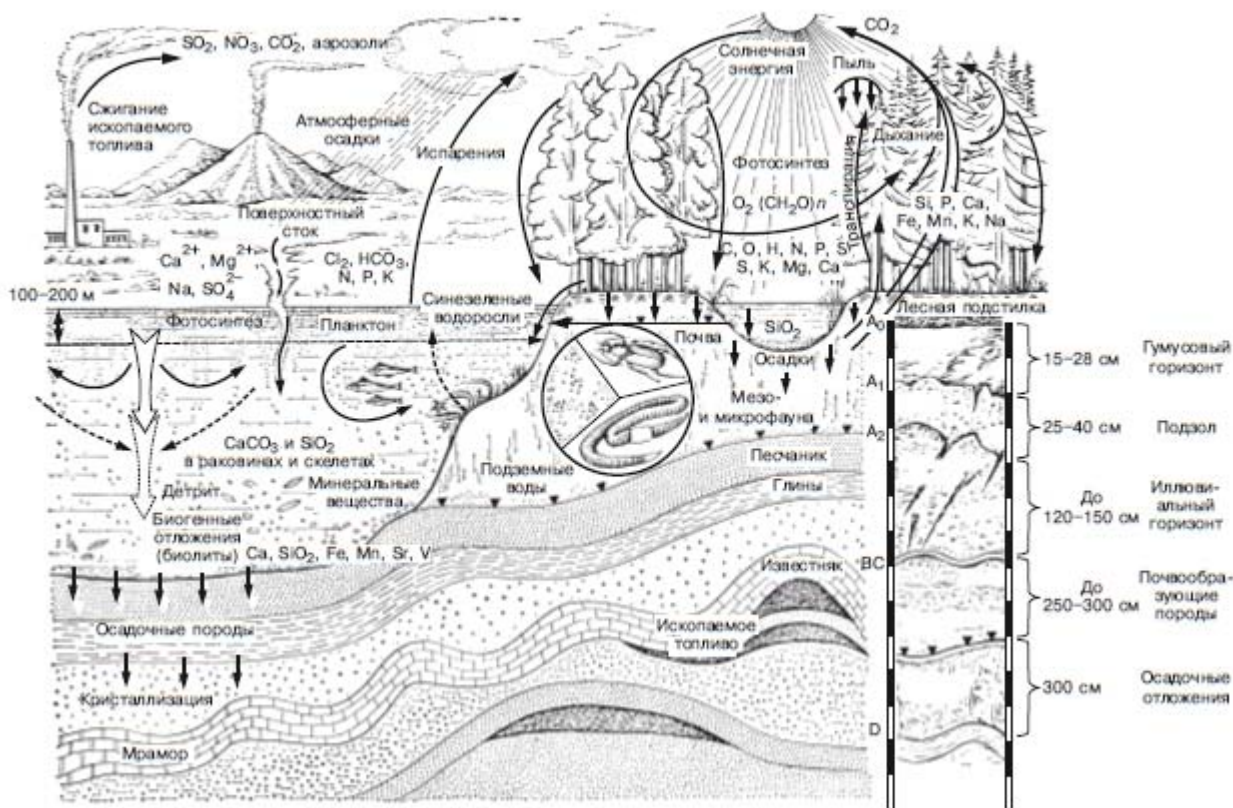


Рис. 6.3. Схема биогеохимической цикличности в биосфере. Справа на схеме разрез дерново-подзолистой почвы под хвойным лесом

Пик расцвета биосферы приходится на конец каменноугольной системы 250 млн. лет назад, когда на планете практически все виды организмов. Она проникает во всю гидросферу, верхнюю часть литосферы и нижнюю часть атмосферы, то есть населяет экосферу. Биосфера представляет собой совокупность всех живых организмов. В ней обитает более 3 млн видов растений, животных, грибов и бактерий. Они живут по законам, которые разработала сама природа, т.е. эта неразумная ноосфера.

При этом она не была защищена от природных катаклизмов.

До и после планета Земля несколько раз создавала жизнь, а затем и сама ее уничтожала в этом и способствовали космические тела. Это произошло карбоне, перми, триасе и т.д.

К концу неогена появился человек, который начал создавать, творить. Это послужило началом нового этапа в истории Земли – *зарождение разумной жизни или разумной ноосферы*.

Первая созданная человеком культура-палеолит (каменный век) - продолжалась примерно 20-30 тысяч лет. Она совпадала с длительным периодом оледенения. Экономической основой жизни человеческого общества была охота на крупных животных: благородного и северного оленя, шерстистого носорога, осла, лошадь, мамонта, тура. На стоянках человека каменного века находят многочисленные кости диких животных - свидетельство успешной охоты. Интенсивное истребление крупных травоядных животных привело к сравнительно быстрому сокращению их численности и исчезновению многих видов.

Если мелкие травоядные могли восполнить потери от преследования охотниками высокой рождаемостью, то крупные животные в силу эволюционной истории были лишены этой возможности. Дополнительные трудности возникли вследствие изменения природных условий в конце палеолита. 10-12 тысяч лет назад наступило резкое потепление, отступил

ледник, леса распространились в Европе, вымерли крупные животные. Это создало новые условия жизни, разрушило сложившуюся экономическую базу человеческого общества. Закончился период его развития, характеризовавшийся только использованием пищи, т.е. чисто потребительским отношением к окружающей среде.

В следующую эпоху - эпоху неолита (новый каменный век) - наряду с охотой, рыбной ловлей и собирательством все большее значение приобретает процесс производства пищи. Делаются первые попытки одомашнивания животных и разведения растений, зарождается производство керамики. Уже 9-10 тысяч лет назад существовали поселения, среди остатков которых обнаруживают пшеницу, ячмень, чечевицу, кости домашних животных - коз, свиней, овец. Развиваются зачатки земледельческого и скотоводческого хозяйства. Широко используется огонь и для уничтожения растительности в условиях подсечного земледелия, и как средство охоты. Начинается освоение минеральных ресурсов, зарождается металлургия.

Рост населения, качественный скачок в развитии науки и техники за последние два столетия, и особенно в наши дни, привели к тому, что деятельность человека стала фактором планетарного масштаба, направляющей силой дальнейшей эволюции биосферы. Возникли антропоценозы (от греческого *anthropos* - человек, *koinos* - общий, общность) - сообщества организмов, в которых человек является доминирующим видом, а его деятельность-определяющей состояние всей системы. В. И. Вернадский считал, что влияние научной мысли и человеческого труда обусловили переход биосферы в новое состояние - ноосферу (сферу разума). Сейчас человечество использует для своих нужд все большую часть территории планеты и все большие количества минеральных ресурсов

С течением времени биосфера становится всё более неустойчивой. Существует несколько трагичных для человечества преждевременных изменений состояния биосферы, некоторые из них связаны с деятельностью человечества.

Как сказал В. И. Вернадский: «Человек становится могучей геологической силой».

Вмешательство в недра Земли.

Прошедший век ознаменовался небывалым наступлением человека на природную, в том числе и геологическую среду, под которой понимается самая поверхностная часть земной коры, подверженная техногенному воздействию. Это воздействие нарастало постепенно, но в XX веке, особенно в его второй половине, скорость техногенного воздействия превысила естественные скорости многих геологических процессов и стало 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.

Каждые 15 лет в мире ровно вдвое увеличивается общая мощность производства. Следовательно, только за полвека она выросла почти в 4 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 4000 человек и 20000 заболело. В 1958 г. в Японии от загрязнения ртутью в городке Миимата пострадало почти 2000 человек и сотни умерло.

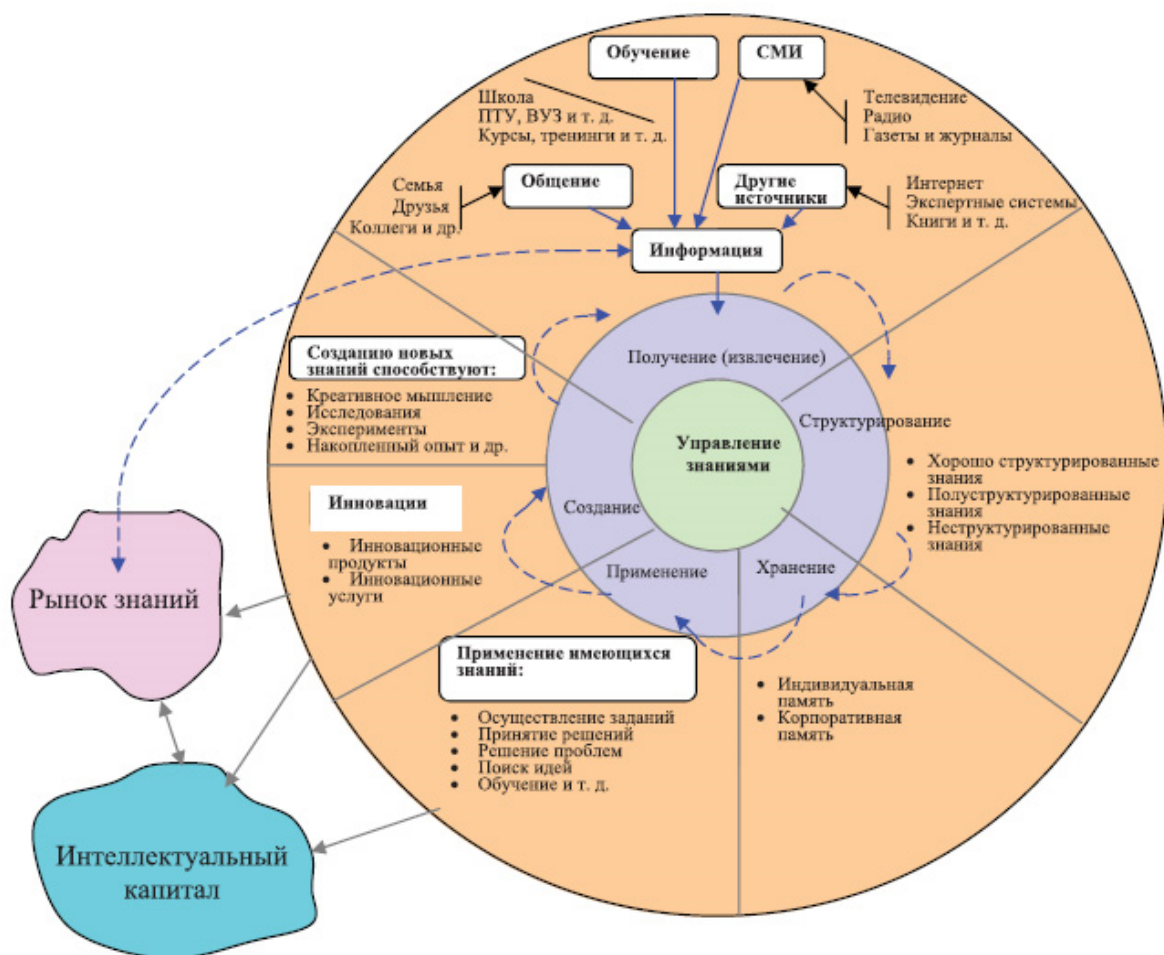


Рис. 6.4. Схема накопления интеллектуального капитала – информационного поля Вселенной

Нас интересует как техногенная деятельность человека изменяет геологическую среду – приповерхностную часть земной коры и как скорости этого процесса соотносятся со скоростями естественных процессов. Данные В.А. Королева и В.Н. Соколова (2000) показывают, что добыча минерального сырья в год превышает 100 млрд тонн, 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 4 раза превышает естественный. Перемещение горных пород при различных строительных работах в 30 раз больше (около 4000 км), чем объем осадков, ежегодно перемещаемых всеми текучими водами по земной поверхности (около 13 км). Объем техногенных грунтов составляет 43 км, отвалы золы при работе тепловых станций – 350 млн. тонн, 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 по миллиарду тонн 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 углеводов, 53 млн т оксидов азота, 250 млн т пыли, а в водоемы сбрасывается 32 млрд м неочищенных вод и 10 млн т нефти. Ежегодно для земледелия становятся непригодными 6 – 7 млн гектаров почвы, для восстановления лишь 1 см которой требуется не менее 100 лет. Выброс чистого углерода за последние 120 лет возрос в 50 раз, составив 5,3 млрд т. За это же время содержание CO₂ – главного парникового газа возросло на 15%, а метана CH₄ – ежегодно увеличивается на 0,8%.

Средняя температура на Земле медленно, но неуклонно возрастает, что приводит к быстрому таянию 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.

Во многих районах земного шара поверхность изуродована огромными, глубиной более 0,5 км карьерами; «продырявлена» бесчисленными шахтами до нескольких километров глубины; покрыта гигантскими отвалами, результатом переработки руды; терриконами пустой породы, оставшимися после разработки угольных месторождений. При этом шахты, штольни, штреки и другие горные выработки постепенно обрушаются.

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 (верхний слой земной коры, характеризующийся устойчивой в течение многих лет отрицательной или нулевой температурой, обеспечивающей круглогодичное и длительное сохранение подземного льда) нарушен естественный, тысячелетиями сохранившийся баланс, т.к. поверхностный, деятельный слой очень раним. Перечень техногенного воздействия на геологическую и окружающую среду можно продолжать и продолжать. Важно понять, что довольно 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, эти воздействия можно подразделить на физические, физико-химические, химические и биологические.

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 покрыта инженерными сооружениями – дорогами, каналами, водохранилищами, промышленными комплексами, зданиями и др., что соответствует 2–кратному увеличению за последние 15 лет. Благодаря этой деятельности изменяется рельеф; происходит изменение свойств пород –уплотнение – разуплотнение; разрушение; изменяется режим и уровень грунтовых вод и т.д.

Физико-химическое и химическое воздействие на земную кору оказывают свалки твердых бытовых отходов (ТБО), промышленные и коммунальные стоки вод, в результате которых оказываются загрязненными запасы питьевых вод. В настоящее время 1 человек обеспечивает в год около 1 тонны коммунальных отходов. Большие площади отводятся под складирование разнообразных отходов как от горного производства, так и от других видов хозяйственной деятельности человека. В этот список необходимо добавить и неутраченные 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.

Техногенное воздействие сейчас проникает и в более глубокие горизонты земной коры, благодаря огромному количеству нефтяных и газовых скважин, подземному строительству в городах, прокладке глубоководных 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 гектара почвы и растительности.

Геологическая среда, ландшафты быстро изменяются из-за большого количества крупных водохранилищ, общая длина берегов которых в СССР равнялась 40000 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, т.н. «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 другими. 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 и климат, которые сегодня существуют на Земле. А человек стремится потреблять все больше энергии. Только одни США потребляют 40% всей энергии и производят 60% всех мировых отходов. В конце XX века антропогенное возмущение парникового эффекта уже в 10 раз превысило пороговое значение по сравнению с биологическим.

В первой половине XXI века 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 одни из видов ресурсов, делая вид, что он независим от других. На протяжении истории человечества мы только потребляли во все возрастающих количествах, не думая о последствиях. Задача геологов как раз и состоит в том, чтобы минеральные ресурсы Земли стали бы доступны каждому и человечество в своем познании Земли достигло бы уровня, позволившего ему осознать, что оно стоит на самой границе такого состояния планеты, за которым для его существования уже нет будущего. И как бы нам не потерять уникальность нашей планеты в ряду других, заключающуюся в наличии на ней жизни.

Новое понимание биосферы стало возможно благодаря достижениям науки, провозгласившей единство биосферы и человечества, единство человеческого рода, планетарный характер человеческой деятельности и ее соизмеримости с геологическими процессами. Такому пониманию способствуют небывалый расцвет («взрыв») науки и техники, развитие демократических форм человеческого общежития и стремление к миру народов планеты.

Процесс перехода биосферы в ноосферу неизбежно несет в себе черты сознательной, целеустремленной деятельности человека, творческого подхода. В.И. Вернадский понимал, что человечество должно оптимально использовать ресурсы биосферы, стимулируя ее возможности как среды обитания человека. Ученый считал, что научная мысль будет вести человечество по пути к ноосфере. При этом он обращал особое внимание на геохимические последствия деятельности человека в окружающей его среде, позднее названные его учеником — академиком А.Е. Ферсманом — «техногенезом». В.И. Вернадский писал о том, какие возможности открываются перед человеком в использовании внебиосферных источников энергии – энергии атомного ядра, которую никогда раньше живые организмы не использовали. Освоение независимых от биосферы потоков энергии, а также синтез аминокислот – основного структурного элемента белка – ведут к качественно новому экологическому состоянию. Это — дело будущего, но уже сейчас человек стремится

строить свои отношения с «живым покровом» планеты, сохраняя биоразнообразие. И в этом видится глубокий оптимизм учения Вернадского: окружающая среда перестала противостоять человеку как непознанная, могучая, но слепая внешняя сила. Однако, регулируя силы природы, человек берет на себя огромную ответственность. Так родилась новая биосферная, экологическая этика XX века.

Глубоко проникнув в основные закономерности развития окружающей природы, В.И. Вернадский значительно опередил свою эпоху. Вот почему он нам ближе, чем многим своим современникам. В поле зрения ученого постоянно находились вопросы практического приложения научных знаний. В его понимании наука лишь тогда в полной мере осуществляет свое назначение, когда обращается непосредственно к человеческим нуждам и потребностям.

В 1936 г. В.И. Вернадский в работе, оказавшей значительное влияние на развитие науки и во многом изменившей взгляды его последователей, «Научная мысль как планетное явление» (при его жизни так и не опубликованной) пишет: «Впервые человек охватил своей жизнью, своей культурой всю верхнюю оболочку планеты — в общем, всю биосферу, всю связанную с жизнью область планеты».



Рис.6.5. Информационное поле Вселенной

Ноосфера – предположительно новая, высшая стадия эволюции биосферы, становление которой связано с развитием общества, оказывающего глубокое воздействие на природные процессы.

Термин введен французским философом Э. Леруа в 1927 г., понятие "ноосфера" разработано французским ученым П. Тейяром де Шарденом, современное учение о ноосфере в 1930 -1940 гг. создано В. И. Вернадским.

Несмотря на огромные возможности и способности человеческого разума к управлению природными процессами, еще рано говорить о ноосфере, т.к. человек не может предугадать последствия своих действий. Об этом можно судить по множеству

возникающих экологических проблем на нашей планете. Некоторые ученые полагают, что в настоящее время правильнее говорить лишь о существовании начальных стадий развития ноосферы, имеющих принципиальные отличия от ее будущего состояния.

В.И.Вернадский в своих трудах писал: "Живое вещество является носителем и создателем свободной энергии, ни в одной земной оболочке в таком масштабе не существующей. Эта свободная энергия - биогеохимическая энергия - охватывает всю биосферу и определяет в основном всю её историю. Эта новая форма биогеохимической энергии, которую можно назвать энергией человеческой культуры или культурной биогеохимической энергией, является той формой биогеохимической энергии, которая создает в настоящее время ноосферу. Эта форма биогеохимической энергии присуща не только человеку, но всем живым организмам. Она связана с психической деятельностью организмов, с развитием мозга в высших проявлениях жизни и сказывается в форме, производящей переход биосферы в ноосферу только с появлением разума".

С.Ю.Тольский в 1990 году знакомясь с научными публикациями о групповом сознании птиц в стаях, предположил, что групповое сознание птиц строится исходя из закона диалектики: "Перехода количества в качество". То же явление группового сознания наблюдается у пчёл, муравьёв и саранчи. Следовательно, группы людей аналогичным образом должны формировать групповое сознание, а в масштабе всей планеты, с населением в шесть с половиной миллиардов человек, глобальное сознание нашей цивилизации, неощутимое, необозримое, но реально существующее в виде энергоинформационного поля, а это ничто иное, как ноосфера. Если Ноосфера строится из сознания людей, а человеческому сознанию присуща способность мыслить, то и у Ноосферы должна присутствовать функция мышления. Если это так, то с ноосферой можно связаться телепатически. С.Ю.Тольскому, имеющему опыт телепатической связи с различными объектами, удалось установить телепатическую связь с Ноосферой и вступить с ней в диалог. Такая процедура, требует активных, волевых усилий и была названа Тольским: "Активным взаимодействием с ноосферой". В результате диалогов с Ноосферой, был получен большой объём информации по различным вопросам жизнедеятельности людей. В результате диалогов и многочисленных экспериментов было установлено, что Ноосфера представляет собой информационную систему, хранящую всю произведённую мыслью информацию, начиная от первобытного человека, заканчивая живущим в настоящее время. Она способна мыслить, анализировать, прогнозировать, модулировать различные информационные программы, а также производить диагностику различных объектов, включая и самого человека, например с целью определения состояния его здоровья.

Первый постулат, полученный из Ноосферы, гласит: "Вся получаемая из энергоинформационного поля информация может быть истиной или ложью и поэтому требуется её проверка всеми доступными способами". По утверждению Ноосферы, существует более ста причин получения дезинформации из энергоинформационных полей пространства. Ноосферой были даны многочисленные способы проверки получаемой информации. С.Ю. Тольский, с десятками своих учеников и последователей, пятнадцать лет потратил на проверку получаемой информации с Ноосферы. В результате такой работы, а также анализа и обобщений, сформировалось "Ноосферное учение". Оно представляет собой знания о механизмах мышления, интеллекта, памяти, чувств, желаний.

Учение объясняет причины возникновения людей на Земле, их назначение, а также смысл жизни каждого. Учение раскрывает механизмы феноменальных явлений и повествует о законах мироздания. Ноосферное учение включает в себя "Ноосферную информационную теорию, согласно которой все скрытые и наблюдаемые процессы во Вселенной происходят благодаря различным информационным программам, по которым строится и движется материя. Согласно этой теории жизнь каждого человека строится по программе, т.е. как говорят в обществе - по судьбе. А если рассмотреть здоровье людей, то любое функциональное заболевание, это выполнение организмом нарушенной программы. Достаточно восстановить программу нормального функционирования того или иного органа,

как этот орган или система органов работают согласно своему назначению, и наступает оздоровление.

Практика и научно-исследовательская деятельность последователей ноосферного учения показала, что мысль каждого человека без исключения, является "инструментом" его собственного программирования. Разрушительное мышление вызывает ряд многочисленных заболеваний, как у самой личности, так и у тех на которых эта мысль направлена. Ноосфера, обладая способностью мыслить, может по просьбе человека имеющего доступ к Ноосфере, составить практически любую программу, направленную на оздоровление, очищение, развитие человека. Такие ноосферные программы, составляются Ноосферой только по желанию того, кто программируется. Если программа составляется без разрешения, то такие программы Ноосфера производить не будет.

В ноосферном учении человек предстаёт укоренённым в природу, а «искусственное» рассматривается как органическая часть и один из факторов (усиливающийся во времени) эволюции «естественного». Обобщая с позиции натуралиста человеческую историю, Вернадский делает вывод о том, что человечество в ходе своего развития превращается в новую мощную геологическую силу, своей мыслью и трудом преобразующую лик планеты. Соответственно, оно в целях своего сохранения должно будет взять на себя ответственность за развитие биосферы, превращающейся в ноосферу, а это потребует от него определённой социальной организации и новой, экологической и одновременно гуманистической этики.

Ноосферу можно охарактеризовать как единство «природы» и «культуры». Сам Вернадский говорил о ней то как о реальности будущего, то как о действительности наших дней, что неудивительно, поскольку он мыслил масштабами геологического времени. «Биосфера не раз переходила в новое эволюционное состояние... — отмечает В. И. Вернадский. — Это переживаем мы и сейчас, за последние 10—20 тысяч лет, когда человек, выработав в социальной среде научную мысль, создаёт в биосфере новую геологическую силу, в ней не бывалую. Биосфера перешла или, вернее, переходит в новое эволюционное состояние — в ноосферу — перерабатывается научной мыслью социального человека» («Научная мысль как планетное явление»). Таким образом, понятие «ноосфера» предстаёт в двух аспектах:

- ноосфера в стадии становления, развивающаяся стихийно с момента появления человека;

- ноосфера развитая, сознательно формируемая совместными усилиями людей в интересах всестороннего развития всего человечества и каждого отдельного человека

Идея о Ноосфере — «Сфере Разума», закономерно возникающей как высшая стадия эволюции Биосферы, ассоциируется в первую очередь с именем великого русского учёного В. И. Вернадского. Он является общепризнанным создателем учения о Биосфере, которое во второй половине XX века обрело статус научной теории и завоевало общее признание мировой науки. С учением о Ноосфере дело обстоит сложнее. Идеи Вернадского о ноосфере разбросаны по многим его сочинениям, но законченного труда, в котором представления о ноосфере были бы изложены с такой же полнотой, как о биосфере, нет. Поэтому существует несколько пониманий термина «ноосфера» и его содержания, и формирование научных основ Ноосферы ещё далеко не закончено. Ноосферология - это новая наука, возникающая в наши дни, которая может (а по убеждению многих, и должна) стать основой нового мировоззрения, способного определить место и роль человечества во Вселенной и направление его эволюции.

О космической роли человечества В. И. Вернадский стал размышлять еще в конце 80-х годов XIX века. Изучение закономерностей процессов перемещения химических элементов в геологических оболочках – литосфере, гидросфере и атмосфере – привело его к созданию новой науки – «геохимии». В 1923 году, читая лекции по геохимии в Сорбонне, Вернадский впервые обосновал идею о том, что человечество стало самостоятельной геологической силой, влияние которой на перемещение элементов в геологических оболочках земли огромно. Лекции Вернадского были изданы в Париже в 1924 году и привлекли внимание

двух замечательных французских мыслителей. Ими были математик и философ Эдуарда Ле Руа (1870-1954) и его друг, палеонтолог, профессор кафедры геологии Католического университета в Париже, член ордена иезуитов Мари Жозеф Пьер Тейяр де Шарден (1881 - 1955). Оба учёных были увлечены идеями А. Бергсона о “творческой эволюции”, популярными в начале XX века. В 1928 Э. Ле Руа в книге “Происхождение человечества и эволюция разума”, писал: “Начиная с человека, эволюция осуществляется новыми, чисто психическими средствами: через промышленность, общество, язык, интеллект и т. д., и таким образом биосфера переходит в ноосферу”. Здесь впервые был предложен термин “ноосфера”. Он широко используется в главной работе Тейяра “Феномен человека” В. И. Вернадский, с присущей ему скромностью, писал позже: “Я принимаю идею Леруа о ноосфере. Он развил глубже мою биосферу”.

Наряду с термином “ноосфера” для обозначения всей совокупности процессов, связанных с разумной деятельностью человека на планете, предлагались также термины “Интеллектосфера” (А. Гумбольдт), “Техносфера” (А. И. Ферсман), “Пневматосфера” (П. В. Флоренский), “Семиосфера” (Ю. М. Лотман). Однако именно термин “ноосфера” оказался наиболее содержательным и перспективным.

Существует ли ноосфера, как объективное явление, или же это некая абстрактная игра ума? Отвечая на этот вопрос, сразу же надо разъяснить часто встречающееся недоразумение, связанное с тем, что в термин “ноосфера” разные авторы вкладывают различный смысл.

Во-первых, ноосферу можно определить аналогично биосфере как географическую оболочку земного шара, в которой основную роль играют превращения вещества, энергии и информации, связанные с деятельностью “человека разумного”. В этом смысле ноосфера появилась одновременно с возникновением вида *Homo sapiens* и является предметом изучения в первую очередь естественных наук. Второй смысл, обычно ассоциируемый с термином “ноосфера”, связан с пониманием ноосферы как проекта, идеала, такой организации деятельности человека на планете, которая была бы в полном смысле слова разумной, обеспечивала оптимальную “коэволюцию” биосферы и человечества, опирающуюся на гармоничное сосуществование различных культур и народов, “цветущее многообразие” которое не менее важно для устойчивости ноосферы, чем разнообразие видов для биосферы. В этом смысле ноосфера находится в стадии становления, преодолевая в процессе своего формирования огромные трудности, возникая “в грозе и буре”. Кроме этого, в массовом сознании существует некое эзотерическое представление о ноосфере как “ментальном поле”, в котором **вокруг Земли летают мысли всех людей** – эти представления связаны с примитивно-мифологическим типом бытового сознания и к научному пониманию ноосферы имеют очень отдалённое отношение.

Ф. Т. Яншина, глубокий исследователь трудов В. И. Вернадского, выявила в его трудах ряд положений, характеризующих условия ноосферной организации процессов на Земле:

1. Заселение человеком всей планеты.
2. Резкое преобразование средств связи и обмена информацией.
3. Усиление связей, в том числе политических, между странами Земли.
4. Начало преобладания геологической роли человека над другими геологическими процессами, протекающими в биосфере.
5. Расширение границ биосферы и выход в космос.
6. Открытие новых источников энергии.
7. Равенство людей всех рас и религий.
8. Увеличение роли народных масс в решении вопросов внешней и внутренней политики.
9. Свобода научной мысли и научного поиска от давления религиозных, философских и политических построений.
10. Эффективная система народного образования и жизнеобеспечения. Ликвидация возможности недоедания, голода и нищеты, сведение к минимуму болезней.

11. Разумное преобразование природы Земли с целью сделать её способной удовлетворить материальные, эстетические и духовные потребности численно возрастающего населения.

12. Исключение войн из жизни общества.

Условия 1-6 можно считать выполненными - на Земле не осталось мест, недоступных для человека; появилась общепланетная сеть независимых коммуникаций – интернет, новые средства переработки информации и усиления интеллектуальных возможностей человека – компьютеры; объем горных пород, извлекаемых из глубин Земли всеми шахтами и карьерами мира почти в два раза превышает средний объем лав и пеплов, выносимых ежегодно всеми вулканами Земли; космос стал привычной ареной серьезных проектов; возникают мощные международные общественные и политические структуры, способствующие объединению человечества. Человеку стали доступны совершенно новые источники энергии.

Выполнение условий 7 - 12 пока что далеко от осуществления . Именно в этих областях будут протекать основные процессы , связанные с формированием ноосферы – в первую очередь , появление “ человека действительно разумного ”, осознавшего своё место и назначение во Вселенной и умеющего быть повелителем , а не рабом своих животных потребностей (к которым относятся не только питание и секс , но и властные амбиции , являющиеся наследием биологических стадных инстинктов , связанных с определением иерархического положения в стае).

В отечественной мысли предтечами учения о ноосфере являются яркие и оригинальные мыслители, объединяемые сегодня как представители “русского космизма”. К ним относятся в первую очередь Николай Фёдорович Фёдоров (1828-1903), религиозные философы Владимир Сергеевич Соловьёв (1853-1900), Сергей Николаевич Булгаков (1871-1944), Павел Александрович Флоренский (1882-1937), Николай Александрович Бердяев (1874-1948), последователи Н. Ф. Фёдорова Александр Константинович Горский (1886-1943) и Николай Александрович Сетницкий (1888-1937), Валерьян Николаевич Муравьёв (1885-1932); естествоиспытатели Сергей Андреевич Подолинский (1850-1891), Николай Алексеевич Умов (1846-1915), Константин Эдуардович Циолковский (1858-1935), Александр Леонидович Чижевский (1897-1964), Николай Григорьевич Холодный (1882-1953), Василий Фёдорович Купревич (1897-1969). В этом же ряду, безусловно, стоит и имя В. И. Вернадского.

Строение ноосферы

Ноосфера имеет трёхчастное строение:

1. **Техносфера** , объединяющая все средства переработки энергии и вещества, транспорт и коммуникации, созданные совокупной мыслью человечества.

2. **Социосфера** , включающая всю совокупность отношений между людьми и общественными структурами, вплоть до межгосударственных отношений.

3. **Идеосфера** - сфера идеальных продуктов деятельности человечества, таких, как искусство, наука, религия, мифологические формы сознания.

Рассмотрим эти три части подробнее.

Техносфера (которую некоторые авторы, в особенности одержимые “ноофобией” – страхом перед Разумом – отождествляют с ноосферой) интенсивно развивается начиная со времен английской промышленной революции XVIII века, породив индустриальное общество XIX - XX вв и на наших глазах создавая основы нового информационного общества. В этой области человечество ещё ждут яркие открытия. Уже создан плацдарм для освоения термоядерной энергии. В отличие от атомной, она использует энергию синтеза, а не распада ядер, экологически несравненно более чистую, чем атомная энергия и к тому же практически неисчерпаемую, используется солнечная энергия, водородная энергетика (дающая при сгорании водорода вместо вредных выбросов – чистую воду). Появляются совершенно новые виды транспорта – например, экранопланы, электромобили, в том числе

питающиеся солнечной энергией, “струнные системы” Юницкого и многое другое. Огромную роль приобретают биотехнологии, вызывающие вместе с ожиданием победы над болезнями, увеличения срока активной жизни человека и немалую тревогу в случае применения их в антигуманных целях. Главной задачей ноосферной техники является не “преобразование природы” и тем более, её “покорение”, а в первую очередь – “преображение техносферы”, приведение её в соответствие с требованием сохранить устойчивость биосферы и потребностями людей, причём не только физиологических, но и высших духовных потребностей, связанных с трудом и творчеством.

Социосфера складывается из ряда форм, аналогичных биоценозам и биогеоценозам. Иерархия этих форм начинается от “элементарной ячейки” – семьи, включает такие общественные структуры, как церковь, армия, государство, системы здравоохранения и образования, различные отношения между физическими и юридическими лицами (формы владения, формы обмена) и, наконец, отношения между народами и государствами (торговля, культурные влияния, обмен в области науки и технологий, спорта, медицины, миграции населения и т. п.). Особенно важны для формирования ноосферы такие формы, в которых человечество учится объединять усилия в решении общих задач – в борьбе со стихийными бедствиями, терроризмом, в совместных космических, культурных и образовательных программах (Юнеско, Юнеп, Хабитат и др), создании общепланетарных движений и политических организаций (ООН). В области анализа социосферы с точки зрения ноосферологии сделано ещё очень мало. Но уже очевидно, что главный кризис сегодня – это дефицит Разума, остро проявляющийся в экологических, экономических и политических проблемах современности.

Приведу лишь простой пример безумия современной экономической деятельности в общепланетном масштабе. Сегодня на планете Земля проживает 6 миллиардов людей.оборот наркотиков составляет сотни миллиардов долларов в год, приближается к триллиону. В то же время для того, чтобы обеспечить здоровье 100 миллионов детей из расчёта \$100 в месяц достаточно десятой доли этой суммы – чуть побольше затрат на гольф (75 миллиардов долларов в 1998 году) и чуть поменьше, чем на пиво (2 миллиарда долларов).

На планете ведутся войны, весьма выгодные с точки зрения экономической, но абсолютно неприемлемые с точки зрения ноосферы – как между странами, так и между гражданами этих стран.

Идеосфера – совокупность всех типов мысли, созданных человечеством на протяжении нескольких тысячелетий его существования.

Серьёзное научное исследование систем, составляющих в совокупности Ноосферу, фактически только начинается в XXI -м веке, хотя предпосылки для этой работы уже созданы в трудах многих выдающихся учёных и мыслителей. Большой вклад в ноосферологию сделал Никита Николаевич Моисеева (1917-2000), посвятивший этой теме множество статей и шесть монографий. Н. Н. Моисеев активно развивал идею о “коэволюции человека и биосферы”, которую высказал замечательный русский учёный Николай Владимирович Тимофеев-Ресовский в лекциях в ВЦ АН СССР в 60-е годы. Менее известен, но не менее значим вклад в ноосферологию одного из “русских энциклопедистов” – Побиска Георгиевича Кузнецова (1924-2000), создавшего вокруг себя школу ярких мыслителей, чьи работы продолжают и развивают его идеи. Более того, П. Г. Кузнецов смог воодушевить идею ноосферы и учением В. И. Вернадского крупного американского мыслителя и общественного деятеля, физика и экономиста Линдона Ларуша, опубликовавшего в США первую книгу, посвящённую экономике ноосферы.

Ноосферное мировоззрение исходит из представлений об особой роли человека во Вселенной, как единственного (в плане современного научного видения) носителя разума, и стремится выработать формы диалога между людьми разных культурных традиций, национальностей, религиозных конфессий и гендерных отличий.

Оно опирается на

1. науку, точно знающую пределы своей применимости и опирающуюся на требование ответственности человека за планету, на которой он живёт,
2. философию, требующего подвергать сомнению всё, но только ради установления истины (постмодернистские концепции, принципиально отказывающиеся от категории истины, противостоят ноосферному мировоззрению).

Мировоззрение Вернадского, исходящее из того, что наука, религия и философия суть три независимые формы Разума, каждая из которых предназначена для решения своих задач, плохо вписывалась в рамки “единственно верного” учения диалектического материализма. Эти идеи Вернадского стали доступны советским читателям лишь начиная с конца 60-х годов. Его главное сочинение, связанное с ноосферной проблематикой, “Научная мысль, как планетное явление”, написанное в 1936 году стало доступным читателю лишь в 1988 году. В 80-е годы ноосферное движение в СССР, а в 90-е в России активно развивается. Ноосферные идеи проникают в сознание политических деятелей и руководителей регионов. Библиография работ по ноосфере насчитывает уже тысячи наименований.

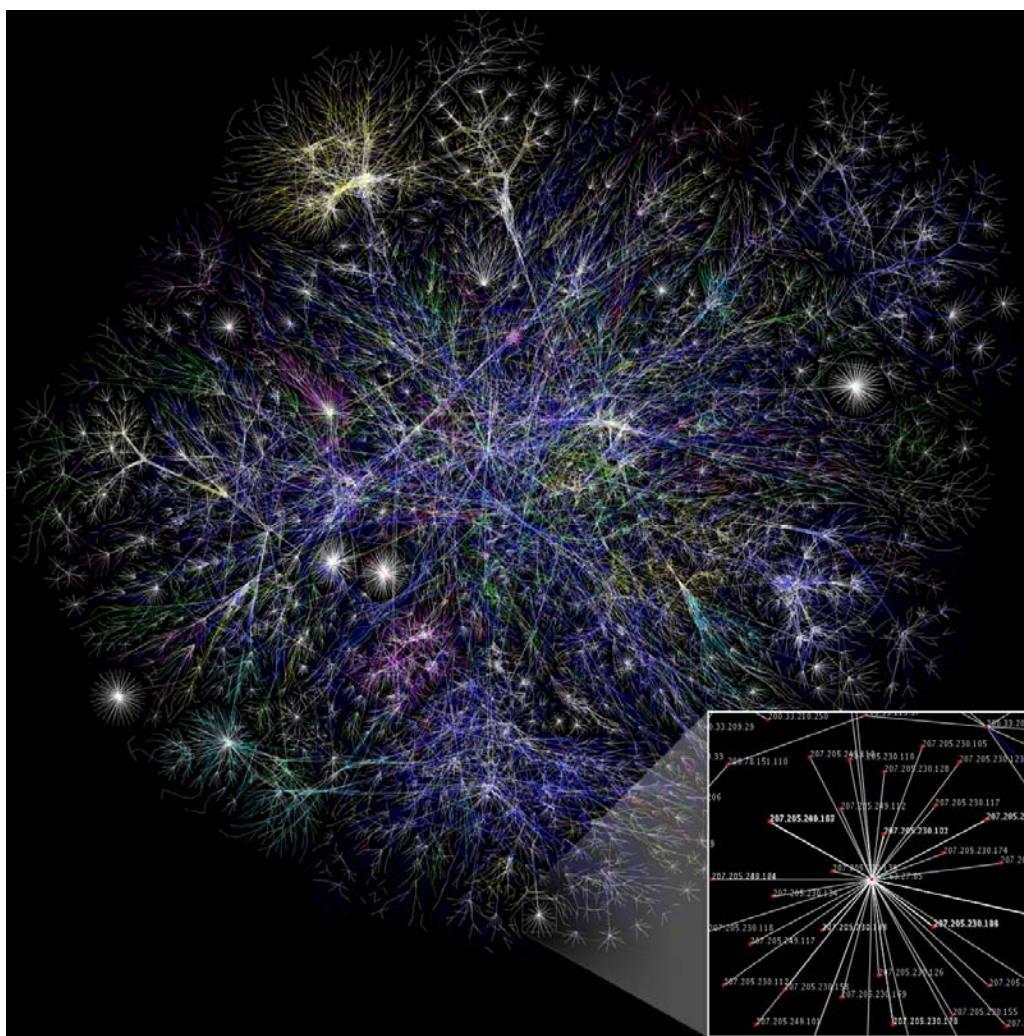


Рис. 6.6. Всемирная паутина Интернет как одна из составляющих ноосферы

Наука о ноосфере пока не сформировалась, т.к. нет методики, нет инструментария. И тем не менее мы во многом ощущаем существование ноосферы. Это чувствуют и животные.

Сейчас идет процесс накопления информации.

Это доступно немногим (колдуны, пророки, экстрасенсы).

Человек должен понимать, что мы рождаемся, живем и умираем по одному сценарию. Но после нашей жизни остается информация, которая объединяется с другими и таким образом создается информационное поле.

Какова роль современной цивилизации, которая направлена на уничтожение, разрушение, подлость, обман, жизнь за чужой счет и т.д? Может роль современного человека и заключается в накоплении информации в биосфере, т.е. мы живем в переходный период. С помощью этой информации мы способны защитить Землю от уничтожения.

Затем наступит другая эра, придёт другая цивилизация, которая будет жить в гармонии с природой, как делал древний человек. Как это делают африканские племена.

Почему мы приближаемся к ноосфере.

1. Появились такие науки как «Экология»
2. Современные средства связи
3. Высокотехнологические процессы
4. Уровень сознания человека

РАЗДЕЛ 6. ГЕОЛОГИЯ В ЛИЦАХ



Пифагор Самосский (ок. 570 – ок. 500 до Р. Х.) Высказал предположение, что вследствие движений поверхности Земли на одной и той же территории в разное время морские условия могли сменяться континентальными и наоборот (т. е. происходили трансгрессии и регрессии). Пифагор считал, что острова могли ранее соединяться с материком благодаря росту дельт и отложению осадков, а полуострова, напротив, отделялись от материка и становились островами. Великий ученый также указал, что находимые в известняках окаменелые ракушки не принесены туда случайно, а в прошлом были распространены в мире морских организмов.



Аль-Бируни или Абу Райхан Бируни родился 4 сентября 973 г. Он рассмотрел гипотезу о движении Земли вокруг Солнца; утверждал одинаковую огненную природу Солнца и звёзд, в отличие от тёмных тел — планет, подвижность звёзд и огромные их размеры по сравнению с Землёй, идею тяготения. Аль-Бируни создал первую модель Земли (глобус), смог с помощью математических расчетов доказать, что Земля круглая и на другой части земли существует населенный материк (Америка). В 1038 году Аль-Бируни написал «Минералогию или Книгу сводок для познания драгоценностей», в которой определён удельный вес многих минералов и даны подробные сведения о более чем пятидесяти минералах, рудах, металлах, сплавах и др.



Авиценна (980 – 1037) – выдающийся среднеазиатский ученый, философ, врач. Настоящее его имя Абу Али Хусейн Ибн Абдаллах Ибн Сина. Высказал прогрессивные мысли о геологических процессах на Земле. Горы и долины, по его мнению, произошли в результате действия внутренних сил Земли, в частности сильных землетрясений, и внешних причин — разрушительного действия воды и ветра. Ученый считал, что мир вечен. Он отмечал связь землетрясений с горообразовательными процессами, хотя и считал первые причиной последних.



Николай Коперник родился в 1473 г. в г. Торунь. Наиболее известен как автор гелиоцентрической системы мира: Земля и другие планеты вращаются вокруг оси и обращаются вокруг Солнца. Коперник считал, что центр Земли — не центр вселенной, но только центр масс и орбиты Луны. Все планеты движутся по орбитам, центром которых является Солнце, и поэтому Солнце является центром мира.



Николаус Стенон (Стено) родился в 1638 г. Он открыл основные закономерности образования слоев горных пород и обосновал правила их возрастного взаимоотношения. Стенон верно понял, что первоначально (во время отложения) слои имели горизонтальное залегание, а складчатую форму им придали последующие процессы; горизонтальное залегание слоев объясняется тем, что осадок, находящийся первоначально в смеси с жидкостью, под влиянием собственной тяжести отделяется от этой жидкости, а ее движения придают этому веществу ровную поверхность. Он утверждал, что сначала из неоднородной массы формируются самые тяжелые осадки, а затем легкие. Это фундаментальное открытие не поколеблено до сих пор. Ученый установил важный принцип возрастного соотношения слоев — «принципа Стенона», ставший базовым для стратиграфии. Он гласит, что если слои

залегают горизонтально и это залегание первично (например, слои не перевернуты), то из каждой пары слоев первым образовался слой подстилающий, а вслед за ним — слой покрывающий (он моложе).



Жорж Луи Леклер граф де Бюффон родился в 1707 г. в Монбаре, Бургундия. Он является создателем первой концепции глобального исторического развития в биологии и геологии в рациональном духе, не основывающейся на Библии. Бюффон высказал предположение, что Земля произошла в результате столкновения кометы с солнцем, и что, находясь первоначально в состоянии раскаленной лавы, она постепенно остывала на протяжении, по меньшей мере, 78 000 лет. Ученый развил мысль о том, что разные типы животных имеют различное происхождение и возникли в разное время. Бюффон высказывал прогрессивные идеи об их изменемости под влиянием условий среды (климата, питания). Жорж Луи Леклер высказал предположение о неизменности хода геологических процессов, об

исчезновении в процессе развития целых групп фауны.



Михаил Васильевич Ломоносов родился в 1711 г. в Архангельской губернии. Великий учёный показал, что история нашей планеты представляет собой постоянный процесс эволюции, где существуют качественно различные ступени. М.В. Ломоносов впервые сформулировал закон сохранения массы вещества — один из основных законов природы. Он считал, что все тела состоят из мельчайших подвижных частиц — молекул и атомов, которые при нагревании тела движутся быстрее, а при охлаждении — медленнее. Ломоносов сделал открытие, что на Венере есть атмосфера и первым из ученых указал, что поверхность Солнца представляет собой подвижное раскаленное вещество. Он утверждал, что остатки вымерших животных встречаются там, где жили эти животные. Михаил Ломоносов первый понял, что животные и растения далеких геологических эпох не только сохранились в виде отдельных

окаменелых остатков, но и участвовали в образовании некоторых слоев земли, например пластов каменного угля. Он правильно объяснял образование чернозема, связывая его с накоплением в почве перегноя — остатков отмерших, разлагающихся растительных и животных организмов. Необходимо отметить, что Михаил Ломоносов также первый указал на образование нефти из остатков организмов.



Джеймс Геттон родился в 1727 г. в Эдинбурге. Ученый, полагая, что все виды горных пород являются порождением горячих земных недр, выдвинул идею плутонизма. Он первым обосновал тезис о крайней медленности геологических процессов и о неограниченности геологического времени какой-либо определенной длительностью. Главное, по Геттону, — это длительность непрерывно протекающих геологических процессов. Он высказал предположение, что в результате эрозии континентальные породы медленно и постоянно сползали и продолжают сползать в океанские бассейны. Эти осадки затем постепенно отвердевали и в результате катастрофы поднимались под влиянием внутреннего тепла земли, образуя континенты, которые впоследствии снова будут постепенно сползать в океан. Имея в виду цикличность этого

процесса, Геттон заявил, что не видит доказательств того, что у Земли было начало.



Иммануил Кант родился в 1724 г. в Кёнигсберге (ныне — Калининград). Он разработал и опубликовал космогоническую гипотезу происхождения Солнечной системы из первоначальной туманности, не утратившую актуальности до сих пор. Сущность гипотезы Канта состоит в образовании систем, подобных солнечной, из туманного вещества; причем происходило сгущение материи и рассеяние теплоты; образовалось центральное светящееся тело, выделяющее кольца, из которых потом образовались планеты с их спутниками и т.д. В подтверждение своей гипотезы он высказал предположение (позднее подтвержденное научными расчетами) одинаковости состава Солнца и планет, что плотность Солнца приблизительно равна средней плотности

других планет, взятых вместе. Кант обосновал влияние морских приливов и отливов на

скорость вращения Земли вокруг своей оси, попытался связать вулканические процессы, в том числе и на Луне, со всемирным тяготением.



Пьер Симон Лаплас родился в 1749 г. в Бомоне в Нижней Нормандии. Лаплас рассудил, что планета притягивает другие тела как материальная точка, помещенная в центре этой планеты, лишь в том случае, когда она состоит из шаровых концентрических слоев однородной плотности. Таким образом, он сделал вывод о концентрически-зональном строении нашей планеты. Независимо от Канта он в 1796 г. создал гипотезу о формировании Солнечной системы из газовой туманности (небулярная гипотеза). Впоследствии она была названа гипотезой Канта-Лапласа. В 1821 г. он установил закон изменения плотности воздуха с высотой (барометрическая формула).



Абраам Готлоб Вернер родился в 1750 г. в Верау близ Гёрлица. Изучал естественные науки в Лейпцигском университете. С 1775 г. преподавал во Фрейбергской горной академии. Разработал классификацию горных пород и минералов, исходящую из внешних признаков с учётом их химического состава. Вернер обосновал теорию мобилизма. Опираясь на сходство горных пород, тектонических структур, фауны и флоры по обе стороны Атлантического океана, приводя комплекс геофизических, геологических, палеонтологических и геоморфологических доказательств, Вернер пришел к выводу, что Американские континенты, Евразия и Африка около 200 млн лет назад представляли собой единый праматерик Пангею. Он пришел к выводу, что материка передвигались по поверхности Земли, вследствие чего между ними возник океан. Таким образом была сформирована теория дрейфа континентов. Он предложил теорию, гласящую, что земные пласты химически и механически извергались из всемирного океана, который медленно отступал.



Фридрих-Генрих-Александр Гумбольдт родился в 1769 г. в Берлине. Гумбольдт первый фактически доказал, что напряженность земного магнетизма изменяется в зависимости от широты местности, уменьшаясь от полюсов к экватору. Гумбольдт предложил количественный метод сравнения периодов истории для установления законов последовательных изменений природы. Исследования химического состава воздуха привели к выводам, что состав атмосферы вообще остается постоянным, установлено количество кислорода в воздухе. Ученый доказал, что земная кора на всей планете состоит из одних и тех же горных пород и представляет одинаковый порядок напластования. Гумбольдт считается одним из главных двигателей плутонической теории. Ученый высказал мнение, что все вулканические проявления связаны между собой, поскольку имеют единый общий очаг в недрах Земли. Гумбольдт также установил, что землетрясения генетически связаны с деятельностью вулканов. Сформулировал гипотезу "кратеров поднятия", которая заключалась в признании существенной роли магмы и вулканизма, вызывающих поднятия гор.



Уильям Смит родился в 1769 г. Разработал палеонтологический метод определения относительного возраста горных пород. В ходе изучения угольных карьеров Южной Англии пришел к выводу, что в серии последовательно залегающих пластов горных пород каждый из слоев может содержать ископаемые органического происхождения, характерные только для него. Для таких органических остатков, позволяющих устанавливать относительную хронологическую последовательность об-

разования слоев осадочных горных пород, им был предложен термин «руководящие ископаемые». Из наблюдений В.Смита следует, что изучение ископаемых в серии последовательно залегающих слоев позволяет исследовать историческую последовательность смены на поверхности Земли различных сообществ животных и

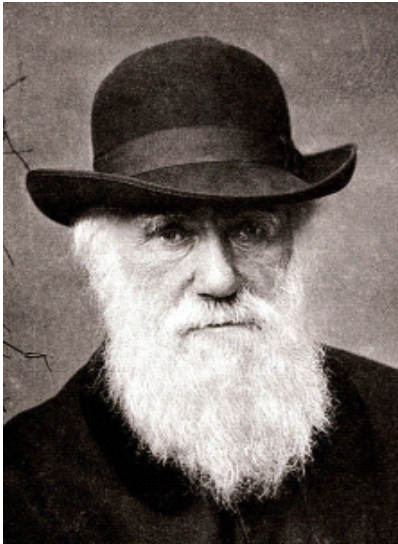
растений. Это обстоятельство стимулировало развитие палеонтологии – науки о вымерших организмах геологического прошлого.



Жорж Кювье родился в 1769 г. в Монбельяре (Эльзас). Окончил Каролинскую академию в Штутгарте. Изучая остатки организмов прошлых геологических эпох, он пришел к выводу о том, что в прошлом на Земле существовали организмы, ныне вымершие. В ходе геологической истории органический мир планеты неоднократно и внезапно вымирал и также внезапно появлялся ему на смену совершенно иной органический мир. Поэтому разные слои горных пород содержат остатки разных организмов. Установив геологическую последовательность существования животных, Кювье заложил основы исторической геологии. Смену организмов в земных слоях Кювье объяснял переворотами, неоднократными катастрофами в истории Земли.



Чарльз Лайель родился в 1797 г. в графстве Форфар, в Шотландии. Лайель является основателем метода актуализма, согласно которому, изучая современные геологические процессы, можно судить об аналогичных процессах далекого прошлого. Применяется метод с учетом хода развития Земли и изменяющейся геологической обстановки. Впервые третичная система разделена Лайелем на 3 отдела (эоцен, миоцен и плиоцен). Развил учение о медленном и непрерывном изменении земной поверхности под влиянием постоянных геологических факторов. Лайель доказал, что огромные колебания в климате могут происходить вследствие изменений в очертании материков и морей.



Чарльз Дарвин родился в 1809 г. Учился в университетах Эдинбурга и Кембриджа. Создал эволюционную теорию: возникнув естественным путем, органические формы медленно и постепенно преобразовывались и совершенствовались в соответствии с окружающими условиями. Результатом эволюции является приспособленность организмов к условиям их обитания и многообразие видов в природе. Выдвинул теорию коралловых рифов: крутые склоны атоллов образовались в процессе роста коралловых построек. Ученый показал, что процесс опускания тяжелых кристаллов в лавах является основной причиной дифференциации магмы. Дарвин доказывал, что вулканы тесно связаны с трещинами, возникшими при поднятии горных краев и материков. Сланцеватость и кливаж возникли вследствие тектонических движений.



Эдуард Зюсс родился в 1831 г. в Лондоне. Развил взгляды об образовании гор на основе контракционной гипотезы, объясняющей тектонические процессы и возникновение складчатости охлаждением и сжатием Земли. Изучая в Альпах строение гор, он доказал, что горные складки несимметричны: одно их крыло почти всегда более круто, чем другое. Подобные складки могли возникнуть только при горизонтальном давлении сбоку. Сравнивая и сопоставляя различные данные о геологическом строении разных стран, Зюсс утверждал, что современные материки представляют собой обломки более древних грандиозных континентов. Например, большая часть Южной Америки и Южной Африки, Аравии и Индостана, по мнению Зюсса, только остатки обширного древнего континента — «Гондваны»;

значительные участки его находятся теперь под поверхностью Атлантического и Индийского океанов. При этом он исходил из общих видов позднепалеозойской фауны. Этот ученый назвал океан, омывавший с севера материк Гондвану, Тетисом. Зюсс первым выделил и проанализировал четыре важнейших тектонических элемента земной коры: плиты, горсты, складчатые области и вулканические горы. Он же рассмотрел сопряженную пару структур: складчатые области и плиты. Кроме крупных плит Зюсс выделял и небольшие плиты, расположенные в пределах крупного складчатого пояса — срединные массивы. Он также впервые обратил внимание геологов на особую роль в строении Земли системы «дуга — желоб», выделил окраины материков тихоокеанского и атлантического типов с существенно разным характером геологических процессов.



Александр Петрович Карпинский родился на Урале в 1846 г. Ученый доказал, что распределение суши и моря в минувшие геологические периоды зависело от колебательных движений земной коры. Он также разработал общую классификацию горных пород по условиям образования. Породы можно разделить на три основные группы: изверженные (или магматические), осадочные (или вторичные) и метаморфические (или видоизмененные). Установил принцип «переходных слоев» («принцип Карпинского») — один из основополагающих принципов теоретической стратиграфии.

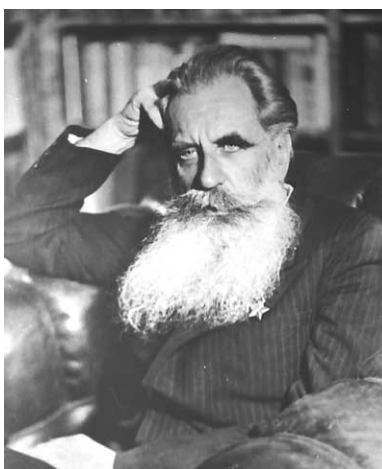
Карпинский установил ярусное строение платформ: кристаллический фундамент и маломощный слабодислоцированный осадочный чехол. В результате попыток сопоставления контуров материков пришел к выводу, что доказательство сходства контуров – изобаты шельфа (поскольку береговые линии претерпели изменения).



Ханс Штилле родился в 1876 г. в Ганновере. Окончил Гёттингенский университет. В 1946-50 гг. директор основанного им Геотектонического института в Западном Берлине. Разрабатывал концепцию глобальной цикличности тектогенеза, чередования в истории Земли длительных, периодов нарастающей консолидации земной коры и более кратковременных фаз складчатости, подчёркивая повсеместность этих явлений на земном шаре. Штилле указал на закономерную связь проявлений магматизма со стадиями развития геосинклинальных областей. Подразделил геосинклинальные области на высокомагматичные эвгеосинклинали и слабомагматичные миогеосинклинали. Утверждал распад всеобщего протоконтинента Мегатея, включавшего Северо-Азиатский кратон и дальневосточную переходную область.



Александр Евгеньевич Ферсман родился в Петербурге в 1883 г. В 1931 г. вышла книга Ферсмана "Пегматиты", в которой изложил открытые им законы распределения ценных минералов в различных по типу пегматитовых жилах. Пегматиты образуются из остаточной магмы, обогащенной летучими компонентами, путём длительной кристаллизации с последовательным выделением различных минеральных ассоциаций в разные фазы процесса. В конце процесса образования пегматитов имеют существенное значение явления замещения ранее выделившихся минералов. Ученый считается одним из основателей геохимии.



Отто Юльевич Шмидт родился в 1891 г. в Могилеве. В 40-х годах академик О.Ю. Шмидт выдвинул гипотезу об образовании Земли и других планет из холодных твердых допланетных тел – планетезималей (тел, представляющих собой промежуточную ступень формирования планеты из протопланетного газово-пылевого облака). Эволюция облака вела к тому, что в немногих крупных телах сосредоточивалась основная масса всего планетного вещества. Возраст Солнца насчитывает чуть меньше 5 млрд лет. Возраст древнейших метеоритов почти такой же – 4,5 – 4,6 млрд лет. Столь же стары и рано затвердевшие части Лунной коры. Поэтому принято считать, что Земля и другие планеты сформировались 4,6 млрд лет назад. Тогда началась геологическая эволюция Земли.

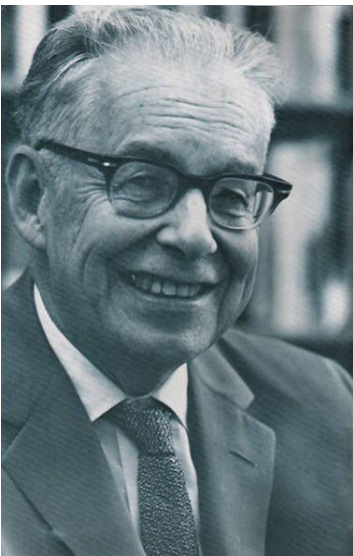


Николай Сергеевич Шатский родился в 1895 г. в Москве. Основные труды по сравнительной тектонике древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской), теории геосинклиналей и длительности процессов складкообразования. Шатский — основоположник нескольких новых методов и направлений в решении тектонических проблем (структурный метод анализа крупных тектонических форм земной коры, сравнительно-тектонический метод анализа и метод анализа фаций и мощностей осадочных образований). Шатский впервые сформулировал принцип унаследованности в геологии, внёс большой вклад в учение о геологических формациях. Под руководством Шатского впервые составлены: «Геологическая карта Евразии» в масштабе 1: 6 000 000, «Тектоническая карта СССР» и «Международная тектоническая карта Европы». Шатский выделил рифейскую группу и

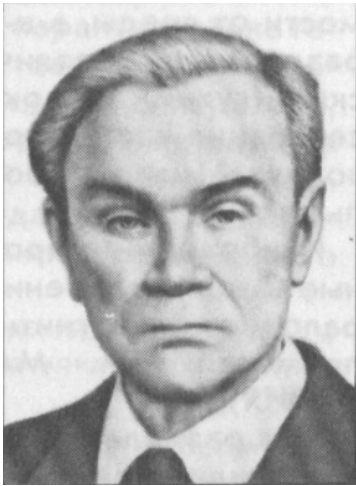
байкальскую складчатость; ввёл понятия антеклизы, плакосинклинали и плакантиклинали, авлакогены и др.



Николай Михайлович Страхов родился в 1900 г. в г. Волхове. Он установил причинно-следственную связь между осадками, выделяющимися из водных потоков, и климатическими особенностями региона. Страхов разработал учение о четырёх основных типах литогенеза (ледовом, гумидном, аридном и вулканогенно-осадочном) и их эволюции в истории Земли. Развил и последовательно применил сравнительно-литологический метод для объяснения способов образования древних осадочных отложений. Разработал теорию диагенеза, галогенеза и гумидного рудообразования. Ученый установил влияние физико-географического взаимодействия водосборов и водоёмов стока на распределение элементов в процессах осадкообразования.



Чарльз Фрэнсис Рихтер родился в 1900 г. в штате Огайо. Окончил Стэнфордский университет. Заметив, что амплитуды колебаний волн на сейсмографе тем шире, чем сильнее землетрясение, в 1935 г. Рихтер предложил определять абсолютную силу землетрясения в его очаге по 12-балльной шкале. Шкала Рихтера основана на принципе логарифма: каждое деление увеличивается в 10 раз, и его основанием является общая энергия, выделяемая при землетрясении, в отличие от шкалы интенсивности, измеряющей ущерб, нанесенный данной местности



Николай Пантелеймонович Семененко родился в 1905 г. в Мариуполе. Научные исследования посвящены главным образом вопросам петрографии, геологии рудных месторождений Байкало-Саянской дуги и Украинского щита, различным проблемам докембрия. Создал единую классификацию метаморфических горных пород, заложил теоретические основы современного учения о метаморфизме подвижных зон, на основе парагенетического анализа систематизировал метаморфические породы. Разработал геохимическую кислородно-водородную модель Земли, согласно которой земная кора представляет собой кислородный каркас, а ядро - первичное гидроидное вещество. С геохимических позиций рассмотрел энергетику Земли, ее периодическую энергетическую разгрузку, процессы минерализации, геохимию и историю формирования коры.

Разрабатывал вопросы геохронологии в абсолютном летоисчислении, обосновал положение о шести мегациклах в истории земной коры, предложил стратиграфическое расчленение докембрия Украины. Впервые составил структурные планы и разрезы рудных залежей Кривбасса, автор и соавтор ряда петрографических карт.



Виктор Ефимович Хаин родился в 1914 г. в Баку. Окончил горный факультет Азербайджанского индустриального института. Указал на глобальные изменения геологической среды, являющиеся причиной существенного повышения сейсмической и вулканической активности Земли, а также существенного ускорения дрейфа магнитных полюсов и глобальных климатических изменений. Предложил классификацию тектонических движений и основных структурных элементов земной коры. Хаин выделил существенно вертикальные и существенно горизонтальные тектонические движения; по области проявления движений – поверхностные (покровные) движения, связанные с процессами в осадочном чехле; коровые движения, охватывающие практически весь объем консолидированной коры, и глубинные движения,

обусловленные процессами в верхней мантии. Один из основоположников учения о нефтегазоносных бассейнах.

Предметный указатель

- Айсберг с.153
Аккумуляция с.171
Аллювиальные отложения с.138
Антеклиза с.59
Архейский период с.37
Ассимиляция с.84
Атмосферная пыль с.155
Афтершок с.74
Базис эрозии с.138
Барханы с.173
Батолит с.96
Боковая эрозия с.138
Брекчия с.64
Венера с.10
Верховые болота с.148
Взброс с.63
Внутренние моря с.55
Возраст земли с.30
Галактика с.7
Геологические процессы с.5
Геологический процесс с.45
Геология с.4
Геосинклиналь с.60
Геохронология с.36
Гидратация с.179
Гидролиз с.179
Гидросфера с.128
Гипергенез с.177
Глетчерный лед с.151
Горст с.63
Горячие точки с.55
Грабен с.63
Граница Мохо с.26
Грунтовые воды с. 143
Грунтовые воды с. 143
Дайка с.95
Девонский период с.40
Дельта реки с.140
Делювий с.162
Делювий с.180
Десквамация с.178
Диагенез с.112
Дифференциация магмы с.82
Донная эрозия с.138
Жёлоб Пуэрто-Рико с.53
Зеленокаменные пояса с.58
Землетрясение с.72
Земля с.10
Земная кора с.26
Зона субдукции с.52
Игнимбриты с.89
Изотопы с.31
Интрузивный магматизм с.95
Кавернозный котел с.141
Кайнозой с.44
Калий-аргоновый метод с.33
Каменноугольный период с.41
Карст с. 143
Катагенез с.112
Катаклазит с.65
Кембрийский период с. 38
Кимберлиты с.89
Кливаж с.66
Клиф с. 131
Коллизия континентов с.56
Коллювий с.180
Комета с.18
Континентальная кора с.27
Континентальный рифт с.51
Коралловые рифы с.133
Коралловые рифы с.56
Коэффициент водоотдачи с.142
Коэффициент водоотдачи с.142
Кратоны с.57
Лакколит с.95
Ледник с.151
Литосфера с.47
Литосферные плиты с.29
Луна с.11
Магма с.80
Магматизм с.5
Магнетизм с.80
Магнитные свойства Земли с.22
Магнитосфера с.259
Магнитуда с.78
Марианская впадина с.52
Марс с.11
Мезозой с.42
Мезосфера с.158
Меловый период с.43
Меркурий с.9
Метаморфизм с.112
Метасоматоз с.83
Метеорит с.19
Милонит с.65
Млечный путь с.8
Надвиги с.63
Наземный вулканизм с.86
Напорные воды с.143
Напорные воды с.143
Неогеновый период с.44
Нептун с.13

Низинные болото с.148
 Озоновый слой с.157
 Океаническая впадина с.52
 Океаническая кора с.29
 Органогенные осадки с.133
 Ордовикский период с.39
 Орогенез с.122
 Основные элементы реки с.137
 Островные дуги с.53
 Палеогеновый период с.44
 Палеозой с.38
 Палеомагнитный метод с.34
 Палеонтологический метод с.34
 Парниковый эффект с.156
 Перекристаллизация с.114
 Пермский период с. 41
 Петрографический метод с.34
 Планеты земной группы с.9
 Планеты с.7
 Планеты-гиганты с.12
 Платформы с.57
 Площадные вулканы с.103
 Плутон с.13
 Подвижные пояса с.60
 Подводное извержение с.93
 Подземные воды с.145
 Полигенные осадки с.134
 Почвенные воды с.143
 Почвенные воды с.143
 Пояс астероидов с.15
 Пояс Койпера с.16
 Прогрессивный метаморфизм с.113
 Проловий с.163
 Протерозой с.38
 Радиоуглеродный метод с.33
 Раздвиги с.63
 Регрессивный метаморфизм с.113
 Родники с.143
 Ряд Боуэна с.83
 Сатурн с. 13
 Сброс с.62
 Свинцово-изотопный метод с.32
 Сдвиги с.63
 Седиментагенез с.112
 Сейсмология с.72
 Сель с. 162
 Сила тяжести Земли с.22
 Силурийский период с.40
 Синеклиза с.59
 Складка с.66
 Смерч с.168
 Сместитель с.62
 Солнечная система с.8
 Солнечный ветер с.160
 Спрединг с.49
 Срединные массивы с.61
 Сталагмит с.144
 Сталактит с.144
 Стратиграфический метод с.34
 Стратосфера с.157
 Структура с.99
 Текстура с. 97
 Теплота земли с.25
 Термосфера с. 158
 Терраса с.139
 Терригенные осадки с.132
 Торнадо с.169
 Трансформные разломы с.50
 Траппы с.104
 Траппы с.56
 Трещинные вулканы с.103
 Трещины оперения с.65
 Трещины отрыва с.66
 Трещины скалывания с.66
 Триасовый период с.42
 Тропосфера с.156
 Туф с.87
 Туффиты с.87
 Упругие свойства с.24
 Уран с.13
 Факторы метаморфизма с.113
 Факторы метаморфизма с.113
 Физическое разрушение с.178
 Флексура с.69
 Фокус землетрясения с.77
 Хемогенные осадки с.132
 Химическая активность осадков с.134
 Химическое разрушение с.178
 Цунами с.74
 Черные курильщики с.49
 Четвертичный период с.44
 Шток с.96
 Экзосфера с.158
 Эксплозивный вулканизм с.86
 Элювий с.180
 Эпохи горообразования с.122
 Эрозия реки с.138
 Эффузивный вулканизм с.90
 Юпитер с.12
 Юрский период с. 43
 Яванская впадина с.52

Рекомендованная литература

1. Горшков ГП, Якушева АФ. Общая геология. – М.: Из-во МГУ, 1974.
2. Ершов В.В., Новиков А.А., Попова Г.Б. Основы геологии. – М.: Недра, 1986.
3. Курс общей геологии/ В.И.Серпухов, Т.В. Билибина, А.И. Шалимов и др. – Л.: Недра, 1976.
4. Пособие к лабораторным занятиям по курсу общей геологии/ В.Н. Павлинов, Д.С. Кизевальтер, К.М. Мельникова и др. – М.: Недра. 1970.
5. Гурский Б.Р., Гурский Г.В. Общая геология. Минск. «Вышэйш школа». 1976.
6. Общая и полевая геология: Учебник для вузов/ А.Н. Павлинов, И.А. Одесский, А.И. Иванов и др. – Л.: Недра. 1991.
7. Ершов В.В., Новиков А.А., Попова Г.Б. Основы геологии. - М.: Недра, 1986. – 310с.
8. Кратенко Л.Я. Загальна геологія. – Дн-ск.: НГУ. 2003. - 183 с.

Навчальне видання

Баранов Петро Миколайович

Загальна геологія ХХІ століття

Навчальний посібник
(Російською мовою)

Видано в авторській редакції

Підп. до друку . .2013. Формат 30x42/4.
Папір офсетний. Ризографія. Ум. друк. арк. 12,0
Обл.-вид. арк. 12,0. Тираж 100 пр. Зам. №

Підготовлено до друку та видруковано
у Державному вищому навчальному закладі
«Національний гірничий університет».
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру ДК № 1842 від 11.06.2004.

49027, м. Дніпропетровськ, просп. К. Маркса, 19