

Министерство образования и науки Российской Федерации

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

М.Ф. Мохнач, Т.И. Прокофьева

ГЕОЛОГИЯ

Книга 2. Геодинамика

*Допущено Учебно-методическим объединением по образованию
в области гидрометеорологии в качестве учебника для студентов
высших учебных заведений, обучающихся по направлениям:
«Гидрометеорология», «Экология и природопользование»*



Санкт-Петербург
2011

Российский государственный
гидрометеорологический университет
БИБЛИОТЕКА
195196, СПб, Малоохтинский пр., 98

УДК 55(075.8)

Мохнач М.Ф., Прокофьева Т.И. Геология. Книга 2. Геодинамика. Учебник. – СПб.: изд. РГГМУ, 2011. – 280 с.

ISBN 978-5-86813-290-2

Под редакцией доктора геолого-минералогических наук
профессора А.Н.Павлова

Рецензенты: кафедра гидрогеологии и инженерной геологии
СПбГТУ (Горный институт);

А.П. Алхименко, д-р геогр. наук, проф. (Институт
Озероведения РАН)

В книге рассмотрены процессы внешней и внутренней геодинамики, их взаимодействие и роль в формировании земной коры и рельефа земной поверхности. Приведены основные результаты изучения тектонических движений земной коры, современные представления об их природе и направленности. Освещен широкий круг вопросов, связанных с сейсмической активностью Земли. Особое внимание уделено проблемам охраны геологической среды в связи с хозяйственной деятельностью человека.

Учебник предназначен для студентов, обучающихся по направлению экологии и природопользование. Он может быть полезен также для студентов гидрометеорологического направления.

Mokhnach M.F., Prokofyeva T.I. Geology. Textbook 2. The Geodynamics. St.Petersburg: RSHU, 2011, pp. 280.

This book describes the processes of the exogenic and endogenic geodynamics, their role in formation of the Earth's crust and Earth surface relief. It treats of basic results of study of the tectonic movements, modern notions about their nature and trends of their evolution. Wide range of questions about Earth's seismic activity is considered. Much attention is given to the problems of protection of geologic environment in view of the anthropogenic impact on it.

Comprehensive and accessible textbook is written for students of ecology, environmental sciences, and natural resources use, also extremely suitable for students of hydrometeorology.

ISBN 978-5-86813-290-2

© Мохнач М.Ф., Прокофьева Т.И., 2011

© Российский государственный гидрометеорологический университет, 2011

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геодинамика – это вторая книга учебника «Геология». В первой книге «Геосферы» рассматривались вопросы, связанные с происхождением Земли, формированием, строением и вещественным составом геосфер (атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы). Заметное место отведено геологической хронологии, эволюции органического мира прошлого и роли палеонтологии в обосновании основных стратиграфических подразделений. Освещены также вопросы, связанные с рассмотрением тектонических структур земной коры, положения современной глобальной тектоники и главные разделы исторической геологии, в том числе, ее методы и основные результаты, относящиеся к выделению геологических этапов развития земной коры и тектоническому районированию территории Российской Федерации и стран СНГ.

Данное издание знакомит студентов с геодинамикой – наукой о силах и динамических процессах, возникающих в процессе эволюции Земли и определяющих изменения ее строения, состава и рельефа земной поверхности.

Геодинамика возникла в последней четверти XX в. на основе новейших данных о глубинном строении планеты. Изучение поверхностных (экзогенная геодинамика) и глубинных (эндогенная геодинамика) геодинамических процессов, их взаимодействия и взаимопроникновения позволяет лучше понять особенности строения земной коры, направление ее эволюции, природу внутренних и внешних сил, создающих поверхностные и глубинные геологические структуры.

Земная кора и Земля в целом в течение длительной истории развития претерпели сложные изменения. Менялся состав пород, строение земной коры, рельеф. Эти изменения происходили под воздействием самых разнообразных сил, источников энергии, природных факторов. Все природные процессы, приводящие к формированию и преобразованию земной коры, т.е. к изменению рельефа земной поверхности, и к формированию и преобразованию горных пород, называются *геологическими процессами*. Все геологические

процессы неразрывно связаны между собой. Традиционно их делят на две группы: *экзогенные и эндогенные процессы*.

Первая группа – процессы внешней геодинамики. Возникают в результате взаимодействия каменной оболочки с внешними геосферами (атмосферой, гидросферой и биосферой). Среди этих процессов выделяют выветривание, эоловый (ветровой) процесс, геологическую работу рек, ледников, подземных вод, гравитационные процессы, процессы, происходящие в криолитозоне, геологическую деятельность озер, болот и морей. В ходе всех перечисленных процессов совершается работа по разрушению горных пород и переносу продуктов разрушения. Совокупную деятельность экзогенных сил по разрушению и сносу продуктов разрушения называют *денудацией*, которая проявляется в пределах суши и сводится к перемещению раздробленных или растворенных веществ с возвышенностей в депрессии рельефа, где происходит их *аккумуляция*. Под аккумуляцией понимают сумму всех процессов накопления минеральных осадков, которые возникают в понижениях рельефа за счет перенесенных денудацией продуктов выветривания. Это первая стадия *литогенеза* – процесса образования осадочных пород.

В результате развития экзогенных процессов, помимо разрушения и образования горных пород, происходит преобразование рельефа земной поверхности, поэтому при рассмотрении отдельных процессов экзогенной геодинамики приводятся сведения о формах рельефа, возникающих за счет их разрушительной и аккумулятивной деятельности.

Вторая группа – процессы внутренней геодинамики. Проявляются при воздействии внутренних сил Земли на ее каменную оболочку (литосферу) (магматизм, метаморфизм, землетрясения, тектонические движения земной коры). *Магматизм* – это геологический процесс образования и перемещения магмы. Выделяют интрузивный магматизм, когда перемещение магмы происходит на некоторой глубине в пределах литосферы, и эффузивный (вулканизм) – магма выходит на поверхность. Заключительная стадия магматизма – переход магмы в твердую фазу и образование магматических (изверженных) пород (гранит, базальт и др.). За счет внутренних сил Земли развивается *метаморфизм* – процесс суще-

ственного изменения текстуры, структуры, минерального и химического состава горных пород, в результате которого образуются метаморфические породы (мрамор, кварцит, гнейс, сланец и др.). К эндогенным процессам относят *землетрясения* – особый вид движения вещества литосферы и верхних слоёв мантии, которое происходит в результате мгновенного высвобождения энергии за счет образования разрыва горных пород, возникающего в некотором объеме (очаге). Деформация, проходящая скачкообразно, излучает упругие (сейсмические) волны. Происходит вибрация земной коры, ощущаемая как толчки и вызывающая необратимые тектонические деформации, приводящие к разрушениям на земной поверхности.

Особое место среди эндогенных процессов занимают *тектонические движения земной коры*, которые происходят под действием внутренних сил Земли, охватывают большие площади и приводят к изменению формы залегания пластов горных пород, их деформациям, активизации магматических и метаморфических процессов. Причинами тектонических движений и деформаций являются процессы, происходящие в астеносфере и более глубоких недрах Земли.

Процессы экзогенной геодинамики рассматриваются в главах 1 – 9. Освещаются также опасные природные явления, возникающие в результате развития экзогенных геологических процессов и средства их предупреждения.

В главах 10 – 13 излагаются вопросы эндогенной геодинамики. Приводятся современные данные о деформационных структурах земной коры, о механизмах возникновения землетрясений, магматических и метаморфических процессах, являющихся проявлением в земной коре мантийных геодинамических процессов.

В главе 14 рассматривается геологическая деятельность человека, ее воздействие на геологическую среду, экологические функции геологической среды, геомониторинг, его роль в предупреждении опасных экологических ситуаций и охране природных и искусственных объектов.

Главы 1 – 9 и предисловие написаны кандидатом географических наук Т.И. Прокофьевой; главы 10 – 14, заключение и глоссарий – кандидатом геолого-минералогических наук М.Ф. Мохначом.

Учебник предназначен для студентов, обучающихся по геоэкологическому и гидрометеорологическому направлениям: для экологов, геоэкологов, гидрологов, метеорологов, океанологов. Он будет также полезен для преподавателей геологии и может быть интересным для широкого круга читателей, интересующихся науками о Земле.

Авторы искренне признательны доктору геолого-минералогических наук профессору В.В. Антонову, доктору географических наук А.П. Алхименко, доктору геолого-минералогических наук, профессору А.Н. Павлову за конструктивную критику и полезные советы, полученные нами в процессе обсуждения и рецензирования книги, а также Н.М. Химину за предоставленные фотоматериалы и А.О. Воробьевой за помощь в оформлении оригинал-макета.

Замечания и рекомендации, которые помогут совершенствовать содержание и форму учебника, авторы просят направлять по адресу: 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98. РГГМУ.

Глава 1

ВЫВЕТРИВАНИЕ

Процесс разрушения (изменения) горных пород, происходящий на поверхности Земли и небольших глубинах под воздействием атмосферы, подземных вод и организмов, называют *выветриванием*. Выветривание представляет собой совокупность физических, химических и биохимических процессов преобразования горных пород и превращения их в продукты, более устойчивые в новых физико-химических условиях. Выделяют физическое выветривание и химическое.

1.1. Физическое выветривание

В процессе физического выветривания происходит разрушение горной породы (образование обломков) без изменения химического состава. Основные факторы – колебания температуры (температурное выветривание), замерзание и оттаивание воды в трещинах и порах породы (морозное выветривание), растрескивание породы под воздействием корней растений и жизнедеятельности живых организмов (грызунов, муравьев, земляных червей). Последние два вида физического выветривания объединяют термином «механическое выветривание». Причины, вызывающие механическое разрушение породы, связаны, с одной стороны, с силами, возникающими в самой породе, с другой – с влиянием внешних сил. Наиболее значимым механизмом физического выветривания является нарушение цельности горных пород так называемыми *трещинами отдельности*. Первичная отдельность возникает в породах задолго до начала ее выветривания вследствие уменьшения объема при остывании магматических или усыхания осадочных пород. Чем более развита первичная отдельность, тем быстрее при прочих равных условиях разрушаются породы под влиянием механического выветривания.

Температурное выветривание связано с суточными, сезонными и годовыми колебаниями температуры. Интенсивность процесса зависит от свойств горных пород. При прочих равных условиях наиболее интенсивно оно проявляется для полиминеральных

пестро окрашенных пород, так как светлые и темные минералы нагреваются по-разному, что вызывает различную степень их расширения (1-й фактор). Кроме того, в горной породе между внутренними и внешними частями при нагревании возникает разница температур, составляющая нередко более 60°C . В результате на поверхности порода расширяется сильнее, чем внутри, и из-за возникшего напряжения образуются трещины. Также на интенсивность процесса влияет строение кристаллической решетки минералов (2-й фактор), от которого зависит коэффициент линейного расширения ($k_{\text{л}}$) по кристаллографическим осям. Так, для кальцита $k_{\text{л}}$ по оси третьего порядка в два раза больше, чем по оси второго порядка. Анизотропия кристаллов (неравнозначность физических свойств по разным направлениям) (рис. 1.1) способствует развитию температурного выветривания. Характер трещиноватости пород – третий фактор, от которого зависит интенсивность этого процесса. Температурное выветривание сказывается в первую очередь на приповерхностных частях горных пород, вызывая явление, которое называется шелушением.

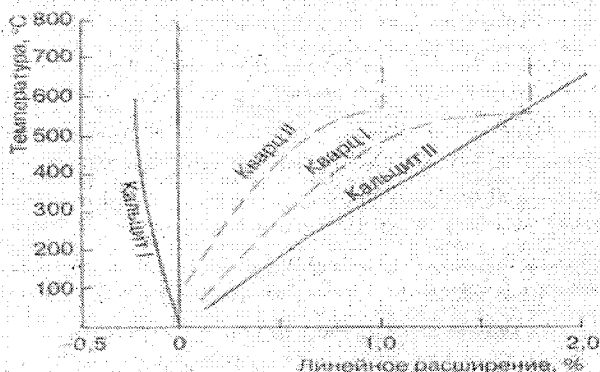


Рис. 1.1. Анизотропия кварца и кальцита, проявляющаяся при изменении температуры [Зайцев, 2000]

Наиболее активно этот вид выветривания развивается в сухом резко континентальном климате. Это пустыни и склоны высоких гор. В горах образующиеся обломки горных пород периодически обрушиваются и создают осыпи. Этот тип горных пород называется *коллювием* (рис. 1.2).

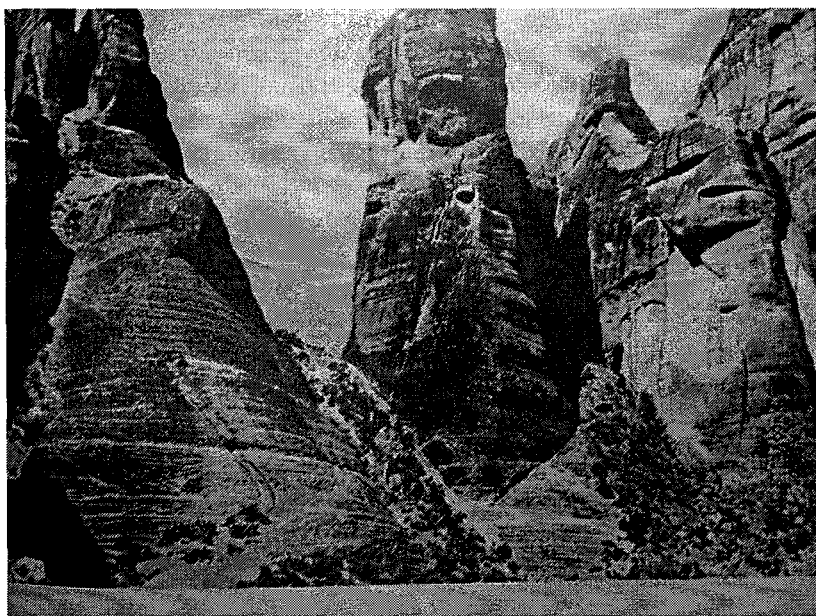


Рис. 1.2. Горы Метеора в Фессалии – результат длившихся миллионы лет процессов выветривания [Кай Карри-Линдл, 1981]

Механическое выветривание происходит из-за высокого давления, которое возникает в порах и трещинах горной породы при замерзании воды. Известно, что при замерзании вода увеличивает-ся в объеме на 9 %. Вода, находящаяся в порах и трещинах горных пород, замерзая при отрицательных температурах, оказывает сильное давление на стенки трещин, преодолевая силу сцепления между зернами породы. При замерзании в замкнутом объеме на вмещающую породу может действовать давление до 200 МПа. Подобное разрушение горных пород, называемое *морозным*, наиболее заметно сказывается на трещиноватых горных породах. На рис. 1.3 показана скала «Труба Дьявола», представляющая собой колонну, которая образовалась в результате морозного выветривания оолитовых известняков в позднюю фазу последнего оледенения.

Такое же влияние на горные породы оказывают кристаллы вторичных минералов (*соляное выветривание*), которые могут возникать в трещинах и порах под влиянием газов и влаги, содержащихся в атмосфере. Объемные изменения, аналогичные мороз-

ному выветриванию, могут происходить также при некоторых химических реакциях, например, при расширении сульфатных и карбонатных солей вследствие гидратации. Такое расширение происходит из-за колебаний температуры и относительной влажности. Этот вид выветривания наблюдается главным образом в жарких пустынных районах.



Рис. 1.3. Скала Труба Дьявола в графстве Глостершир, Великобритания [Браун, 1981]

Разрушение пород корнями растений происходит в процессе проникновения корней в трещины пород. Особенно заметную работу производят при этом деревья. К механическому разрушению пород приводит также «работа» землероющих организмов (черви, кроты, мыши, муравьи), сведение растительного покрова животными. Развитие лишайников может разрушить даже стекло. Это выветривание можно назвать биогенным.

В результате физического выветривания образуются так называемые *элювиальные* (лат. *eluvare* – вымывать) отложения. Элювий – это осадок, не подвергшийся переносу, т.е. накапливающийся в результате разрушения горной породы на месте ее залегания. Чаще продукты физического выветривания перемещаются по склонам возвышенностей и гор, смываются водами склонового стока, переносятся ветром и ледниками.

В районах, где развиты процессы физического выветривания, формируются особые формы ландшафта. В горных районах – это «*каменные моря*», представляющие собой беспорядочное нагромождение обломков разной крупности – от дресвы до глыб. В пустынных районах типичными областями физического выветривания являются «*каменистые пустыни*» (рис. 1.4). Обычно – это террасированные участки обнаженных горизонтально залегающих горных пород. Террасы разделены вертикальными уступами, на краю которых горные породы расчленены на останцы конусовидной формы. Понижения между останцами заполнены глыбами и щебнем. Более мелкие продукты разрушения – пыль и песок – уносятся ветром, а более крупные обломки накапливаются в больших количествах из-за почти полного отсутствия склонового стока.



Рис. 1.4. Каменистая пустыня на побережье Перу [Дорст, 1977]

1.2. Химическое выветривание

Химическим выветриванием называют разрушение горных пород в результате химических процессов. При этом меняется состав первичной породы, образуются новые устойчивые минералы. Основные факторы этого типа выветривания – вода с растворенными в ней солями и кислотами, кислород и углекислый газ атмосферы, органические кислоты.

Основные процессы, определяющие химическое выветривание, – это растворение, гидролиз, гидратация, карбонатизация, окисление и восстановление.

Растворение – полное разрушение минерала, переход солей в ионную форму. Процесс диссоциации воды ($\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$), повышение температуры усиливают этот процесс. Растворимость многих веществ сильно зависит от величины pH, а также от содержания в воде O_2 , CO_2 и органических кислот. Очень сильное влияние оказывает pH на растворимость глинозема (Al_2O_3) и кремнезема (SiO_2). Первый практически нерастворим при значениях pH от 5 до 9. Растворимость второго значительно увеличивается при переходе от кислых растворов (pH < 7) к щелочным (pH > 7), что следует из приведенной на рис. 1.5 зависимости растворимости Al_2O_3 и SiO_2 от pH.

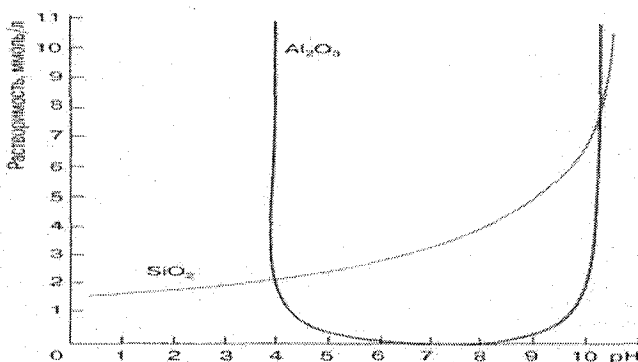
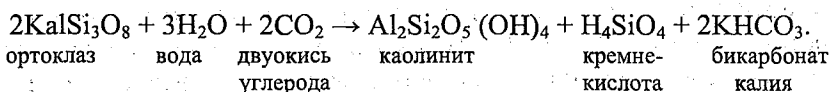


Рис. 1.5. Растворимость кремнезема и глинозема в зависимости от pH [Зайцев, 2000]

Из природных солей лучше всего растворяются хлориды (сильвин – KCl , галит – NaCl), хуже сульфаты (гипс – CaSO_4 х

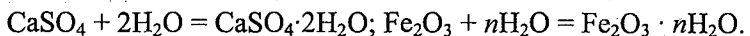
$2\text{H}_2\text{O}$) и карбонаты [известняк – CaCO_3 , доломит – $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]. В результате растворения минералов среди монолитных толщ горных пород образуются различные полости.

Гидролиз – реакция обменного разложения между водой и химическими соединениями, в результате которой происходит разрушение одних минералов и образование других. Наиболее распространенными минералами в земной коре являются полевые шпаты, на примере которых можно наглядно показать процесс гидролиза. В условиях влажного и жаркого климата полевые шпаты вначале переходят в промежуточные минералы – гидрослюда, а затем в более устойчивый минерал – каолинит. Другими продуктами этих реакций являются кремниевая кислота и бикарбонаты калия (при гидролизе ортоклаза), натрия (гидролиз альбита) или кальция (гидролиз анортита). Так, например, реакция гидролиза ортоклаза протекает следующим образом:



Эти реакции сопровождаются также реакциями гидратации, при которых образуется каолинит. **Гидратация** – это реакция, идущая с присоединением гидроксильной группы (OH).

Примером гидратации является образование гипса из ангидрита и лимонита из гематита:

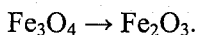


Каолинит при большом количестве атмосферных осадков, высокой температуре и большом растительном опаде разрушается, и образуются боксит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) и опал ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

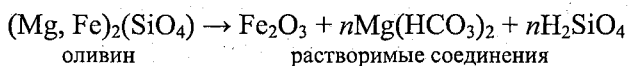
Карбонатизация – процесс присоединения углекислоты к продуктам изменения горных пород, которая приводит к образованию карбонатов. Так, при гидролизе ортоклаза образуется карбонат калия, при гидролизе анортита – карбонат кальция, при гидролизе альбита – карбонат натрия. Углекислота образуется при реакции углекислого газа атмосферы с водой: $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \leftrightarrow \text{H}_2\text{CO}_3$.

Окисление – химическая реакция, приводящая к потере электронов. Наиболее ярко проявляется в минералах, содержащих же-

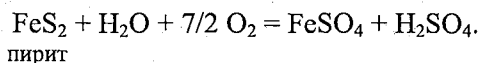
лезо, например, таких как магнетит, оливин, пирит. Двухвалентное железо переходит при этом в трехвалентное. Например, при окислении магнетит переходит в более устойчивую форму – гематит:



Устойчивый в поверхностных условиях гематит образуется и при окислении оливина:



При окислении пирита образуются сульфат железа и серная кислота:



На последней стадии преобразования пирита образуется лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), который состоит из гетита ($\text{FeO} \cdot \text{OH}$) и гидрогетита ($\text{FeO} \cdot \text{OH} \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Над залежами сульфидных руд и других железосодержащих минералов образуются бурые корки лимонита, которые в какой-то степени защищают породы от размыва и переноса.

При окислении черная или зеленая окраска минералов становится красной, бурой или желтой. Если железосодержащие минералы входят в виде включений в такие горные породы, как, например, пески, песчаники, глины, то последние также окрашиваются в бурый или охристый цвета.

В процессе физического и химического выветривания возникают две основные группы продуктов выветривания: подвижные растворимые соединения (сода, сульфатные соли, щелочи и пр.) и остаточные (элювиальные), которые остаются на месте разрушения горной породы, так как являются устойчивыми для данных условий поверхности Земли. Процессы выветривания действуют комплексно, создавая *кору выветривания* – основной геологический продукт, возникающий в результате развития этих процессов. Для коры выветривания характерны зависимость состава и мощности от физико-географических условий ее формирования и постепенный переход с глубиной в слабоизмененные, а затем и незатронутые выветриванием исходные (материнские) породы. Кора

выветривания – совокупность элювиальных образований – формировалась в различные периоды геологической истории. Наиболее древняя кора связана с выветриванием архейских и протерозойских кристаллических пород. Современные коры выветривания наиболее интенсивно формируются в условиях влажного тропического климата.

1.3. Почвы и почвообразование

С процессами выветривания, развивающимися на земной поверхности, тесно связано образование почвы. Почвообразование – это процесс преобразования горной породы в почву, который происходит за счет поступления в верхний разуплотненный выветрелый слой горных пород органических веществ, которые, в свою очередь, образуются из отмирающих растений при участии микроорганизмов (бактерий, грибов). Главной составной частью почвы является гумус, обеспечивающий почвенное плодородие. Гумус – это сложное вещество, представляющее собой смесь органических высокомолекулярных соединений, среди которых преобладают так называемые гуминовые кислоты. На образование гумуса самым непосредственным образом оказывают влияние климатические условия, прежде всего характер тепло- и влагообеспеченности, поскольку он влияет на жизнедеятельность почвенных микроорганизмов.

В почвенном профиле сверху вниз выделяют ряд основных генетических горизонтов:

- перегнойно-аккумулятивный (А), ведущим процессом является накопление гумуса, мощность горизонта колеблется от нескольких сантиметров до 1,5 м;
- элювиальный (Е), или горизонт вымывания, в нем преобладает вынос минеральных веществ (соединений Fe, Mn, Ca, Mg);
- иллювиальный (В), в нем протекают процессы вымывания и накопления веществ, вынесенных из других горизонтов, которые происходят в форме коллоидальных и истинных растворов.

Под иллювиальным горизонтом залегает горная порода, не затронутая почвообразованием, то есть материнская порода, которую почвоведы обозначают буквой С.

Детальное строение некоторых типов почв приведено на рис. 1.6.

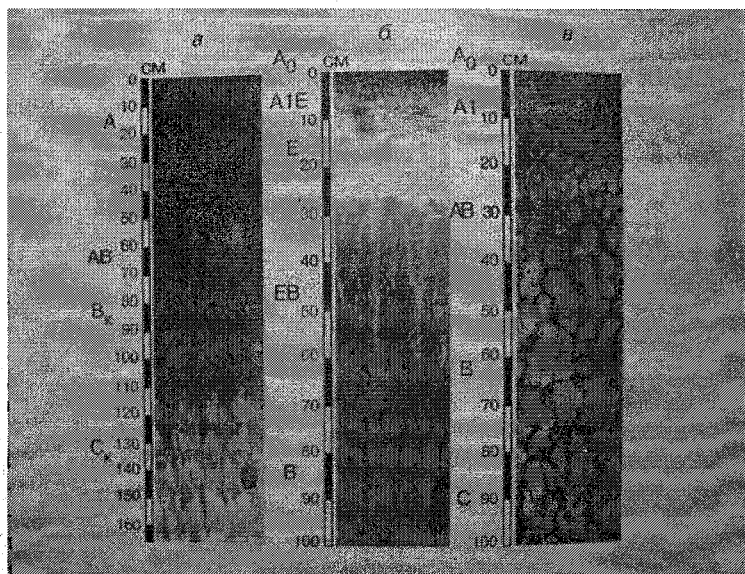


Рис. 1.6. Строение главнейших почв [Орлов, 2000].

а – чернозем типичный: А – перегнойно-аккумулятивный горизонт; АВ – гумусовый горизонт; В_к – переходный иллювиально-карбонатный горизонт; С_к – карбонатная материнская порода; *б* – дерново-подзолистая почва: А₀ – лесная подстилка; А1Е – маломощный и слегка оподзоленный горизонт; Е – белесый с пластинчатой структурой элювиальный горизонт; ЕВ – пестро-окрашенный переходный горизонт; В – наиболее ярко окрашенный иллювиальный горизонт с крупной призмовидной структурой и тяжелым механическим составом; *в* – краснозем: А₀ – лесная подстилка; А1 – гумусовый горизонт с легким красноватым оттенком; АВ – переходный горизонт коричнево-оранжевого цвета; В – иллювиальный горизонт красного цвета за счет накопления гидроксидов железа; С – красноцветная ярко окрашенная кора выветривания

В разных ландшафтно-климатических областях мощность и количество почвенных горизонтов неодинаковы. Так, например, для лесной зоны умеренного пояса характерны подзолистые почвы с хорошо выраженными элювиальными горизонтами и железистым иллювиальным горизонтом. В условиях степной зоны при умеренном увлажнении образуются черноземы, в верхнем элювиальном горизонте которых интенсивно накапливается гумус. Элювиального горизонта Е в черноземах нет, так как выщелачивание почвы слабое. Иллювиальный горизонт, в отличие от подзолистых почв, карбонатный.

На территории России выделяют:

- почвы тундры и лесотундры;
- подзолистые и дерново-подзолистые лесные почвы;
- серые лесные почвы;
- черноземы лесостепи;
- черноземные почвы луговой степи;
- каштановые и бурые почвы сухой степи;
- сероземы пустынной степи и пустыни;
- солонцы и солончаки.

Приведенные типы почв являются продуктами прежде всего климатических условий и отражают широтную зональность климата, характерную для равнин. В горных районах, в соответствии с вертикальной климатической зональностью, наблюдается и вертикальная зональность типов почв.

Почва – это сложный естественно-исторический организм, требующий постоянного контроля, изучения, охраны, особенно в условиях интенсивной хозяйственной деятельности.

Основные выводы. Физическое и химическое выветривание – единые сложно взаимосвязанные процессы, действующие одновременно. Преобладание того или иного типа выветривания определяется климатическими, геоморфологическими, геологическими и другими факторами. В итоге разрушения горных пород накапливаются различные продукты выветривания. Те из них, которые остаются на месте разрушения горной породы, представляют собой один из основных генетических типов континентальных отложений – элювий. Совокупность различных элювиальных образований верхней части литосферы представляет собой кору выветривания. В формировании различных типов кор выветривания прослеживается определенная горизонтальная и вертикальная зональности, связанные с зональными типами климата и рельефом.

Контрольные вопросы

1. Что такое выветривание, какие существуют его виды и какова их роль?
2. В каких физико-географических условиях наиболее интенсивно протекают процессы физического выветривания?
3. Какие процессы происходят при химическом выветривании минералов и горных пород?
4. В каких условиях формируются коры выветривания?
5. В чем заключается процесс почвообразования?

Глава 2

ЗОЛОВЫЙ ПРОЦЕСС

Одним из важнейших факторов, влияющих на формирование рельефа Земли, является ветер. Все отложения и формы рельефа, формирование которых связано с работой ветра, называют эоловыми. Геологическая деятельность ветра особенно заметно проявляется в аридном климате с бедным растительным покровом, в условиях интенсивного физического выветривания, при наличии постоянных, сильных ветров. Это территории пустынь и степей и прибрежные участки морей и океанов. Пустынные ландшафты характеризуются сочетанием сильных ветров с малым количеством атмосферных осадков и резкими колебаниями суточных температур. Все эти факторы способствуют интенсивному физическому выветриванию, которое подготавливает материал для развития эоловых процессов.

2.1. Разрушительная работа ветра

Ветер разрушает горные породы, слагающие поверхность земли, как при непосредственном соприкосновении воздушных струй и слабосцементированных непрочных пород, так и за счет твердых частиц, которые он переносит. Первый процесс – *дефляция* – выдувание частиц горной породы. Дефляция обычно выражается в выносе из трещин рыхлых продуктов выветривания, т.е. пылеватых и песчаных частиц. При этом образуются ниши, карнизы, башни и пр. Второй процесс – *коррозия* – механическая обработка поверхности пород песчинками, переносимыми ветром. При этом на поверхности скал, камней остаются луночки, борозды, штрихи, ниши.

С дефляцией связано образование таких необычных форм пустынного рельефа, как эоловые долины, или вад. Вад образуются на склонах возвышенностей. Начало им дают ливневые воды, стекающие по склонам. Затем обработку продолжает ветер. Дно вад ровное и не имеет общего уклона.

В пустынях Средней Азии, Аравийского полуострова, Северной Африки встречаются бессточные котловины глубиной многие

десятки и сотни метров, образование которых объясняется дефляцией. Так, на полуострове Мангышлак находится котловина Карагие глубиной 300 м. Углубление подобных котловин происходит постоянно из года в год за счет выноса восходящими турбулентными потоками воздуха рыхлого глинисто-солевого порошка, покрывающего дно котловин. Эта белая «пудра» образуется в результате кристаллизации солей в верхнем слое пород при испарении засоленных грунтовых вод. Образующиеся кристаллы соли разуплотняют, разрыхляют породу, превращая ее в тонкую пыль. Летом верхний слой пород сильно нагревается, возникают восходящие токи воздуха, и вместе с ними вверх поднимается глинисто-солевая пудра.

Подобная дефляция, называемая *плоскостной*, проявляется также в степных районах на распаханых почвах, не защищенных растительностью. При сильном ветре в воздух поднимается верхний слой почвы и переносится на большие расстояния. На юге Украины весной 1960 г. сильный ветер (скорость достигала 15–20 м/с и даже 40 м/с) сорвал и поднял на высоту до 2 км около 25 км³ почвы. Площадь, затронутая дефляцией, составила почти 1 млн км², а ее глубина – 5–6, местами 12 см [Жуков, 1971]. Основное средство борьбы с подобными катастрофическими явлениями – посадка лесозащитных полос, которые гасят силу ветра у поверхности земли.

Помимо плоскостной дефляции в степных и пустынных районах наблюдается проявление *бороздовой* дефляции. В узкой борозде, которая может быть как естественного, так и искусственного происхождения (например, колеи дорог), сила ветра больше, и весь рыхлый материал выносится из нее в первую очередь. В Средней Азии в лёссах наблюдаются дорожные колеи глубиной до 6 м, в лёссах Китая на месте дорог обнаруживаются узкие каньоны глубиной до 30 м, получившие название *хольвеги*.

Дефляция создает исходный материал для развития *корразии*. Мелкие песчинки, переносимые ветром, сталкиваясь с обнаженной поверхностью горных пород, ее обтачивают, шлифуют, царапают. Максимальное насыщение ветрового потока песком наблюдается вблизи поверхности земли, поэтому наиболее заметные последствия корразии в однородных породах наблюдаются на небольшой

высоте. При ветре переменных направлений и горизонтальном залегании горных пород образуются такие формы эолового рельефа, как грибы и столы; при круто падающих слоях формируются иглы, столбы, обелиски (рис. 2.1). При ветрах постоянных направлений в основании скальных монолитов возникают крупные ниши. Ниши образуются также в слоистых породах, в которых в первую очередь истираются более мягкие прослои, а продукты разрушения выдуваются ветром. Более крепкие прослои создают карнизы с закругленными и отполированными краями. При постоянно дующих ветрах крупные обломки горных пород истираются и шлифуются с одной или нескольких сторон. В результате возникают так называемые эоловые многогранники с отполированными поверхностями.

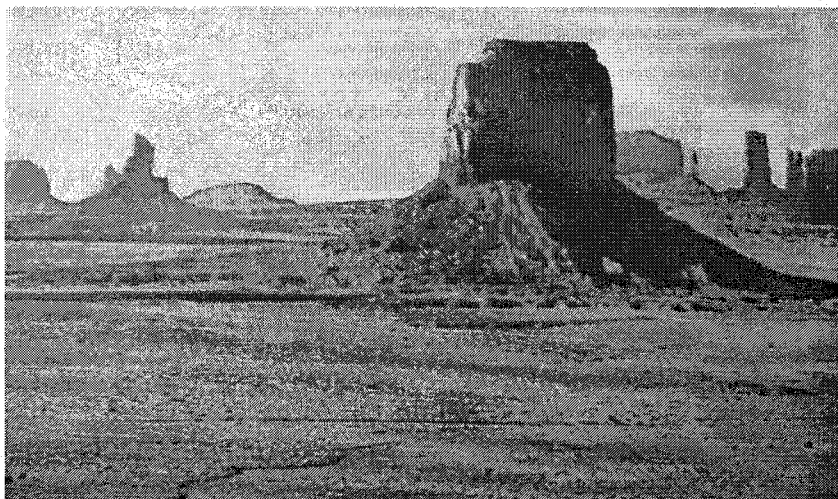


Рис. 2.1. Долина Красных скал – пустыня в штате Юта, США
[Бабаев, Дроздов, 1986]

В общем, интенсивность корразии зависит от твердости пород, их структуры, трещиноватости, слоистости. Наиболее причудливые формы эолового рельефа, как, например, на рис. 2.2, возникают в неоднородных по составу породах, таких как конгломераты, песчаники и мергели, содержащие твердые включения, вулканические туфы, вулканические бомбы.



Рис. 2.2. Пустыня на о. Тенерифе, группа Канарских островов
[Бабаев, Дроздов, 1986]

2.2. Транспортная и аккумулятивная работа

Ветер переносит захваченные им частицы. При скорости ветра до 6,5 м/с он переносит частицы до 0,1 мм в диаметре; при 10 м/с – песчинки до 1 мм; при 20 м/с – частицы до 4–5 мм, при ураганах переносятся даже галька и щебень диаметром более 5 см. Перенос осуществляется или перекачиванием обломков, или во взвешенном состоянии. Песчаные частицы в основном переносятся в слое 5–10 см от поверхности земли. Сильные ветры и ураганы поднимают песок на десятки метров. В пустынях пески переносятся на расстояния в десятки и сотни километров. Пылеватые частицы (диаметр от 0,01–0,1 мм) могут подниматься на высоту от 3 до 5 км и переноситься во взвешенном состоянии на тысячи километ-

ров. Известно, что пыль из африканских пустынь сильными ветрами переносится на запад на расстояние 2000–2500 км и обнаруживается в осадках Атлантического океана. Самая сильная черная буря, наблюдавшаяся в мае 1892 г. на Украине, подняла в воздух 20-сантиметровый слой чернозёма, который в течение нескольких дней последовательно обнаруживался в Прибалтике, Германии и Скандинавии.

Большая часть песчаных, пылеватых и глинистых частиц, переносимых ветром, выпадает в морях и океанах. По подсчетам академика РАН А.П.Лисицына, за год с суши в океаны переносится 1,6 млрд т эолового материала. Меньшая часть выпадает на поверхность суши, причем как в пределах пустынь, так и за их границами. При этом формируются *эоловые отложения* и *эоловые аккумулятивные формы рельефа*.

Эоловые отложения

Среди эоловых отложений выделяют два главных генетических типа: эоловые пески и эоловые лёссы.

Эоловые пески отличаются сортированностью, окатанностью и матовой поверхностью зерен. По минеральному составу они являются в основном кварцевыми, так как кварц является минералом, наиболее устойчивым к выветриванию и воздействию эоловых процессов. Наибольшую мощность (до нескольких десятков метров) эоловые пески имеют в пустынях. Для них характерна косяя и перекрещивающаяся слоистость, по которой можно определить преобладающее направление их транспортировки.

Эоловый лёсс образуется по окраинам песчаных пустынь за счет накопления и уплотнения пылеватых частиц, выносимых ветром из их центральных частей. Лёсс – это мягкая пористая порода желтовато-серого цвета. Типичный лёсс не имеет слоистости, он мало сыпуч, поэтому при дефляции и размыве текучими водами в нем образуются овраги с очень крутыми стенками. Чаще всего – это пылеватый суглинок, содержащий карбонатные соли и в связи с этим имеющий слабые водорастворимые структурные связи, макропористость. Своеобразным свойством лёссов является их способность давать дополнительную осадку при замачивании, называемую *просадкой*, которая происходит вследствие воздействия

воды на структуру породы, что вызывает ее разрушение (рис. 2.3) и последующее уплотнение (за счет уничтожения макропор) под действием собственной массы породы или еще дополнительно от возводимых на лёссах сооружений. Для устранения просадочности лёссов в основаниях сооружений применяют предварительное замачивание пород, трамбование, взрывы в скважинах, химическое и термическое закрепление пород оснований сооружений.



Рис. 2.3. Разрушение дорожного полотна шоссе, проложенного на лёссовых породах около г. Ашхабада [Соколов, 1996]

Наибольшее количество лёссов образовалось в четвертичный период на территории от Украины до Южного Китая. Мощность лёссов в Китае достигает 100 м (рис. 2.4).



Рис. 2.4. Обнажение лёссовых пород на территории Китая в провинции Юньнань [Соколов, 1996]

Эоловые аккумулятивные формы рельефа

Поверхность песчаных пустынь никогда не бывает ровной. Ветер перемещает по поверхности земли громадные массы песка, которые образуют различные холмы и гряды. Среди основных форм песчаных эоловых скоплений выделяют барханы, гряды, эоловую рябь, дюны.

Барханы – серпообразные холмы, которые образуются на равнинной поверхности, лишенной растительности, при большом количестве песка и наличии ветров постоянного направления (рис. 2.5). С наветренной стороны масса навесаемого песка имеет пологую поверхность (угол $10\text{--}15^\circ$). Подветренный склон – крутой, соответствующий углу естественного откоса мелкозернистого песка. Края такого бугра заносятся ветром вперед. В результате с подветренной стороны образуются заостренные концы, за счет которых длина барханов достигает $600\text{--}700$ м. Высота – $5\text{--}30$ м. При недостатке песка образуются одиночные барханы. В противном случае – формируются барханые цепи, поперечные по отношению к направлению ветра. Цепочка образуется при соприкосновении острых концов отдельных барханов. При наличии нескольких сближенных цепочек они образуют барханную гряду длиной до $3\text{--}5$ км (реже до 20 км).

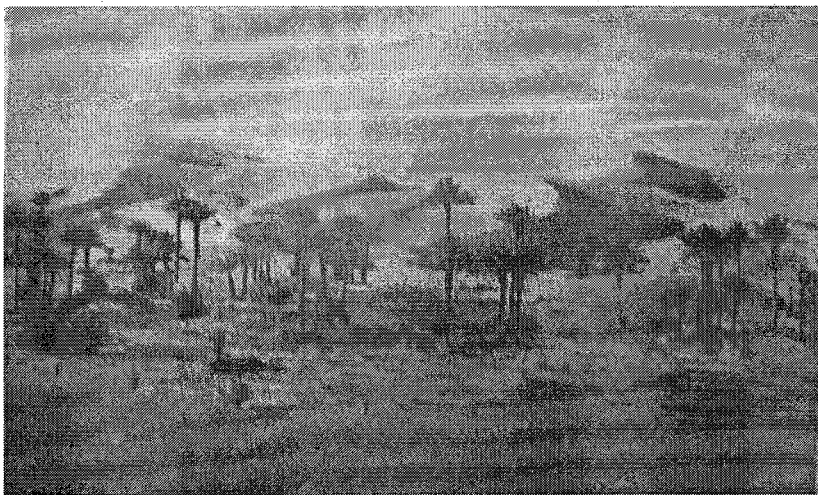


Рис. 2.5. Барханы, наступающие на оазис [Бабаев, Дроздов, 1986]

Продольные песчаные гряды – это длинные симметричные песчаные валы с пологими склонами, вытянутые в направлении движения ветра. Высота гряд обычно не превышает 15–30 м, но некоторые гряды в Сахаре имеют высоту до 200 м. Гряды разделены между собой межгрядовыми понижениями.

Для пустынь с малым количеством песка (каменистые пустыни) и ветрами переменных направлений характерной формой эоловых накоплений являются *кучевые* (или *бугристые*) пески – изолированные скопления песка неправильной формы. Они представляют собой песчаные холмы, образовавшиеся вблизи каких-либо преград, каковыми обычно является редкая кустарниковая растительность.

На поверхности всех описанных выше форм и на выровненных участках песков наблюдается *эоловая рябь*: Она представляет собой мелкие валики, образующие серповидно-изогнутые цепочки, напоминающие мелкую рябь от ветра на воде (рис. 2.6).

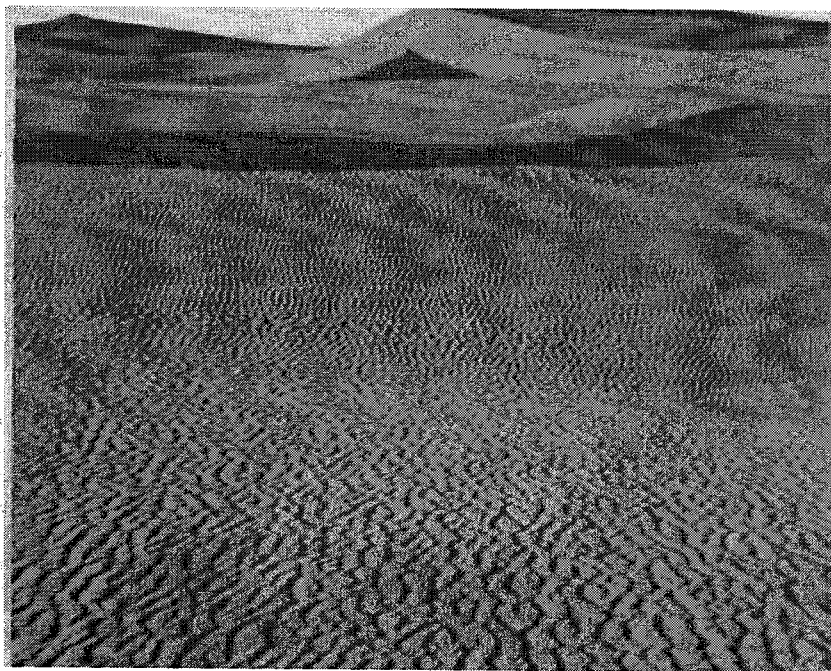


Рис. 2.6. Эоловая рябь и дюны в Алжирской Сахаре [Бабаев, Дроздов, 1986]

На морских побережьях, покрытых редкой растительностью, в результате деятельности ветра образуются дюны – холмы и гряды песка, иногда полулунной формы. Возникшие в результате дующих в сторону берега ветров дюны постепенно перемещаются в глубь материка, а на их месте появляются новые. В результате возникают цепи параллельных дюн.

Дюны могут достигать длины до 200–500 м. Недалеко от Санкт-Петербурга характерный дюнный рельеф можно наблюдать на плоских участках побережья Финского залива, например, в окрестностях г. Сосновый Бор (рис. 2.7). Эти дюны закреплены так называемыми сторожевыми соснами, поэтому они неподвижны, меняются только их высота и площадь в зависимости от скорости и направления ветра. По другому «ведут» себя дюны на балтийском побережье Польши в районе известного курорта Леба. Они часто перемещаются со скоростью 6–10 м в год, засыпая на своем пути деревья и кустарники (рис. 2.8).



Рис. 2.7. Дюна на побережье Финского залива (Фото Н.М. Химины)



Рис. 2.8. Дюны на балтийском побережье Польши [Кай Карри-Линдл, 1981]

Основные выводы. Эоловые процессы включают в себя разрушение горных пород (корразия и дефляция), перенос продуктов разрушения и их аккумуляцию. Наиболее интенсивно эти процессы протекают в пустынных областях и на побережьях крупных озер, морей и океанов. В результате развития корразии в породах возникают ниши, борозды, царапины. Наиболее причудливые формы эолового рельефа (например, грибы,obeliski) возникают в неоднородных по составу породах, таких как конгломераты, песчаники и мергели, содержащие твердые включения, вулканические туфы, содержащие вулканические бомбы. К аккумулятивным формам эолового рельефа относятся барханы, продольные гряды, дюны. С деятельностью ветра связано образование такой специфической горной породы, как лёсс.

Контрольные вопросы

1. В каких условиях развиваются эоловые процессы?
2. Что такое дефляция и корразия?
3. Какие эоловые формы рельефа формируются за счет разрушительной работы ветра?
4. Опишите аккумулятивные формы эолового рельефа.
5. Какие свойства лёссов необходимо учитывать при строительстве в районах их распространения?

Глава 3

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Воды, заполняющие пустоты в горных породах (трещины, поры, каналы), называют подземными. Они составляют подземную часть гидросферы Земли, участвуя в общем круговороте воды, взаимодействуя с атмосферными и поверхностными водами.

3.1. Виды воды в горных породах

Вода в горных породах находится во всех трех агрегатных состояниях: пара, льда и в основном в жидком виде.

Водяной пар в подземном пространстве заполняет вместе с воздухом все не занятые водой поры и трещины в горных породах; передвигается от мест с большей упругостью пара к меньшей.

Лед содержится в породах в виде льда-цемента, прослоев и крупных тел, что характерно для многолетнемерзлых пород, в умеренном климате – в зоне сезонного промерзания только в виде льда-цемента.

Химически связанная вода представлена конституционной водой, присутствующей в кристаллической решетке минералов в виде ионов OH^- , H^+ , H_3O^+ и кристаллизационной – входящей в состав кристаллической решетки минералов в виде молекул (например, гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Физически связанная вода подразделяется на прочносвязанную (гигроскопическую) и рыхлосвязанную (пленочную). Характерна для глинистых пород, в которых молекулы воды удерживаются на поверхности мельчайших минеральных частичек за счет электромолекулярных сил. Прочность связи убывает с увеличением расстояния от частички. Прочносвязанная вода обладает необычными свойствами (плотность $2,0 \text{ г/см}^3$, замерзает при температуре минус $78 \text{ }^\circ\text{C}$), двигаться она не способна. Движение рыхлосвязанной воды может происходить только путем перетекания с более толстой пленки на более тонкую. Суммарное содержание гигроскопической и пленочной воды (максимальная молекулярная влагоемкость) может составлять: в песках 1–7 %, в супесях 9–13 %, в суглинках 15–23 %, в глинах 25–40 %. Удалить физически свя-

занную воду из породы можно нагреванием до температуры, немого превышающей 100 °С.

Капиллярная вода существует в тонких порах и трещинах. В условиях, когда силы капиллярного натяжения превышают силу тяжести, она способна подниматься вверх от поверхности подземных вод. Такое поднятие возможно: в песках мелкозернистых до 1 м, в супесях до 1,5 м, в суглинках до 2–4 м, в глинах до 4–5 м и больше. В районах с глубоким залеганием подземных вод капиллярная вода является источником питания растений. В условиях сухого климата высокая капиллярная кайма может стать причиной засоления почв.

Процесс капиллярного поднятия необходимо учитывать при строительстве сооружений, для предотвращения поступления капиллярной влаги в стены выполняют гидроизоляцию. Капиллярная вода способна передавать напор.

Гравитационная вода заполняет более крупные поры и трещины в горных породах, она подчиняется силе тяжести и перемещается под влиянием этой силы, а также напорного градиента; передает гидростатическое давление. Области разгрузки гравитационной воды являются озера, реки и моря.

3.2. Происхождение подземных вод

Выделяют несколько путей образования подземных вод:

инфильтрационный – просачивание атмосферных осадков и поверхностных вод на глубину (основной);

конденсационный – проникновение водяного пара из атмосферы в поры и трещины горных пород и превращение его в капельно-жидкую воду;

седиментационный – отжатие воды из свежих илов и выдавливание из молодых глинистых отложений при их уплотнении;

магматический – при внедрении магмы и выделении из неё в земную кору водяного пара (по оценке геохимиков содержание воды в магме от 0,5 до 8 %); такие воды называют *ювенильными*;

метаморфический – освобождение воды при перекристаллизации осадочных пород, т.е. в результате дегидратации, прежде всего, карбонатов и сульфатов.

Подземные воды могут формироваться всеми указанными способами. Поскольку они находятся в постоянном движении, то обычно происходит смешивание вод, образовавшихся разными путями.

3.3. Типы подземных вод

Верхняя часть земной коры делится на *зону аэрации* и *зону насыщения*. Зона аэрации расположена между поверхностью земли и уровнем первого горизонта подземных вод – грунтовых вод. Часть порового пространства в зоне аэрации занята водой, часть – воздухом. В этой зоне происходит инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод. Мощность зоны аэрации изменяется от нуля в заболоченных низинах до нескольких сотен метров в горных районах с расчлененным рельефом.

В поверхностной части зоны аэрации находятся *почвенные воды* (рис. 3.1). Это подвешенная влага, образующаяся за счет поступления атмосферных осадков и конденсационной влаги из воздуха. Мощность слоя почвенной влаги зависит от климатических условий и состава пород. В песках она не превышает нескольких сантиметров, в глинах и суглинках – составляет десятки сантиметров и даже метров.

Зона насыщения находится ниже уровня грунтовых вод. Здесь поры и трещины заполнены гравитационной водой. Мощность меняется в соответствии с изменением уровня грунтовых вод.

Понятие о водоносном горизонте

Горные породы обладают различной водопроницаемостью, и в вертикальном разрезе обычно наблюдается чередование проницаемых пород со слабо или практически водонепроницаемыми. Если в породе, способной пропускать через себя воду, содержащиеся в ней поры или трещины заполнены гравитационной водой, то в гидрогеологическом смысле такую породу называют *водоносным горизонтом*. Последний может иметь любую объемную форму и состоять из разных по составу и даже по возрасту пород. Примеры водоносных горизонтов – насыщенные водой песок, галечник, трещиноватый гранит. В противоположность водоносному горизонту, слабо проницаемый или практически непроницаемый для воды слой (или группа слоев) называют *водоупорным гори-*

зонтом или просто водоупором. Породы, являющиеся водоупором, содержат связанную воду. Примеры – глина, суглинок, аргиллит.

У водоносного и водоупорного горизонтов, так же как и у слоя, верхнюю поверхность называют кровлей, нижнюю – подошвой. Расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до его подошвы называют мощностью водоносного горизонта. Водоносные горизонты существуют в разных геологических условиях. Вблизи поверхности они могут иметь водоупор только снизу. В этом случае гравитационная вода заполняет водопроницаемые породы не на всю их мощность и образующиеся водоносные горизонты не имеют избыточного напора, т.е. они *безнапорные*. Глубже, водопроницаемые породы ограничены водоупорами и сверху и снизу, и содержащиеся в них водоносные горизонты в связи с этим называются *межпластовыми*. Возможны два случая: водопроницаемые породы заполнены водой не на всю их мощность – тогда возникает *межпластовый безнапорный водоносный горизонт*. Если водопроницаемые породы заполнены водой на всю их мощность, при этом вода, затекая в породы с более высоких отметок со стороны, по закону сообщающихся сосудов приобретает напор, то возникают *межпластовые напорные (артезианские) водоносные горизонты* (рис. 3.1).

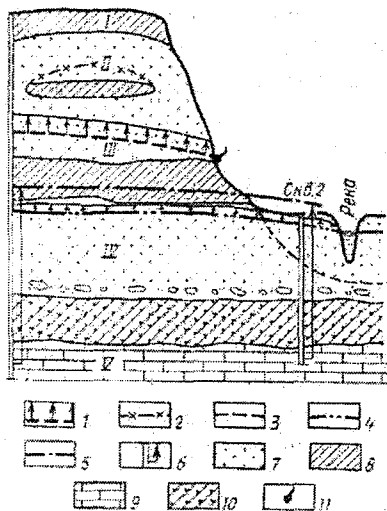


Рис. 3.1. Схема залегания верховодки, грунтовых и напорных вод [Михайлов, Бродская, 2003].

I – почвенные воды, *II* – верховодка, *III* – грунтовые воды, *IV* – межпластовые безнапорные воды, *V* – напорные артезианские воды; 1 – капиллярная кайма, 2 – уровень верховодки, 3 – уровень грунтовых вод, 4 – уровень межпластовых безнапорных вод, 5 – пьезометрический уровень напорных вод, 6 – величина напора в скважинах, 7 – водопроницаемые породы, 8 – слабоводопроницаемые и водонепроницаемые породы, 9 – водопроницаемые породы, 10 – водонепроницаемые породы, 11 – родник

Для каждого водоносного горизонта выделяют три характерные области: распространения, питания и разгрузки. Далее более подробно рассмотрим основные особенности перечисленных типов водоносных горизонтов.

Грунтовые воды

Это первый от поверхности Земли постоянно существующий водоносный горизонт, залегающий на выдержанном водоупоре (см. рис. 3.1). Сверху грунтовые воды обычно не перекрываются водоупором и водопроницаемые породы не заполняются водой на всю их мощность. Верхняя их поверхность (кровля) после дождей повышается, в засушливый период – понижается. В связи с этим ее называют свободной поверхностью. Различное её высотное положение в течение года делает мощность водоносного горизонта переменной. Поверхность грунтовых вод принято называть зеркалом, а на разрезе – уровнем. После вскрытия грунтовых вод скважинами или колодцами уровень их продолжает оставаться на этой же глубине и по прошествии времени (сезонные колебания здесь в виду не имеют). На отдельных участках, где сверху все же имеются водонепроницаемые породы, грунтовые воды могут приобретать местный небольшой напор, величина которого определяется положением уровня грунтовых вод на прилегающих участках, где такого водонепроницаемого перекрытия нет. Напор может появиться и при подъеме уровня грунтовых вод. Зеркало грунтовых вод в общих чертах повторяет рельеф местности. Для графического его изображения строят карты в изолиниях, называемых *гидроизогипсами*, показывающими одинаковое высотное положение зеркала грунтовых вод (аналогично горизонталям рельефа). Подчиняясь силе тяжести, вода перемещается от мест с более высоким положением зеркала к низкому по направлению наименьшего сопротивления, от подземных водоразделов к естественным и искусственным дренам – рекам, озерам, канавам, водозаборам и т.п., которые подземными водами питаются. Разгрузка происходит и за счет транспирации растениями, а также путем испарения через капиллярную кайму. В областях засушливого и пустынного климата может быть обратное взаимоотношение – реки питают подземные воды.

Основное питание грунтовые воды получают за счет атмосферных осадков – дождя и снега, а также путем конденсации водяных паров. Проникают они в водоносный горизонт через зону аэрации. Питание грунтовые воды могут получать и от более глубоко расположенных водоносных горизонтов в местах выклинивания водоупоров или при опесчанивании водоупорных пород. У грунтовых вод область питания и область распространения совпадают.

В зоне аэрации выше зеркала грунтовых вод могут существовать временные (возникают обычно в весенний и в начале летнего периодов) небольшие по площади распространения и мощности водоносные горизонты, образовавшиеся на прослойках и линзах водонепроницаемых пород. Эти неустойчивые горизонты спорадического распространения называются *верховодкой*. В северных районах вода верховодки пресная, но часто загрязненная; в южных – солоноватая.

Грунтовые воды распространены повсеместно и приурочены в основном к молодым рыхлым отложениям, легко доступны и широко используются.

Межпластовые воды со свободной поверхностью

Встречаются редко, обычно в междуречных толщах пологозалегающих осадочных пород при чередовании проницаемых пород с водоупорными. Водоносный горизонт не занимает водопроницаемый пласт полностью – уровень его находится ниже подошвы перекрывающего его водоупора (см. рис. 3.1). Область питания таких межпластовых безнапорных вод не совпадает с областью их распространения, а находится за её пределами, там, где водопроницаемые породы выходят на поверхность и не перекрыты сверху водоупором или путем фильтрации из рек и других поверхностных водоемов, а также подпитывания со стороны нижележащих водоносных горизонтов на участках выклинивания нижнего водоупора.

Межпластовые напорные (артезианские) воды

Артезианские воды – это межпластовые напорные воды, залегающие обычно в нескольких водоносных горизонтах, залегающие в земной коре друг под другом и составляющие один артезианский бассейн (см. рис.3.1). Напоры в водоносных горизонтах

артезианского бассейна зависят от разности высот области питания и области разгрузки. Вода практически не сжимаема. Напор в подземных водах создаётся за счёт сил упругости. Как правило, чем глубже залегает водоносный горизонт, тем большим напором он обладает. При вскрытии скважиной каждого водоносного горизонта, которое происходит на отметке кровли, уровень его поднимается, и по образовавшемуся столбу воды можно получить величину напора, существующего в водоносном горизонте в данном месте. Для каждого напорного водоносного горизонта всегда регистрируют отметку обнаружения водоносного горизонта (появившийся уровень) и уровень после подъема воды в скважине, который называют *пьезометрическим* (напорным) установившимся уровнем (см. рис. 3.1). Для определения величины напора определяют разность отметок этих двух уровней. Напор выражают в метрах водяного столба. От уровня грунтовых вод, показывающего реально существующую границу раздела двух сред – зоны аэрации и зоны водонасыщения, пьезометрический уровень отличается тем, что это воображаемый уровень, отражающий существующий в водоносном горизонте напор (или отметки, до которых поднимется вода из напорного водоносного горизонта, если ей дать такую возможность, например, пробуравив скважину). Если напор водоносного горизонта превышает расстояние от его кровли до дневной поверхности, то скважина фонтанирует.

Положение пьезометрической поверхности напорных вод в плане показывают, строя карту гидроизопьез (аналогично карте гидроизогипс).

Область питания напорного водоносного горизонта не совпадает с областью его распространения и может находиться на значительном удалении, т.е. там, где возможно поступление воды (рис. 3.2). Разгрузка напорных вод происходит или в форме восходящих источников по трещинам и тектоническим зонам или в русла рек и дно морей и озер, а также путем медленного перетекания через относительно водоупорные породы. Режим артезианских вод более стабильный по сравнению с режимом грунтовых вод, так как поверхностные факторы оказывают на них гораздо меньшее влияние. При строительстве сооружений знать напор нижележащих водоносных горизонтов необходимо, так как при заглублении со-

оружения можно приблизиться к напорному водоносному горизонту на недопустимо близкое расстояние и спровоцировать взлом водоупора напорной водой, следствием чего будет затопление строительного котлована, и откачать воду, при значительной мощности и хорошей проницаемости пород водоносного горизонта, обычно нереально.

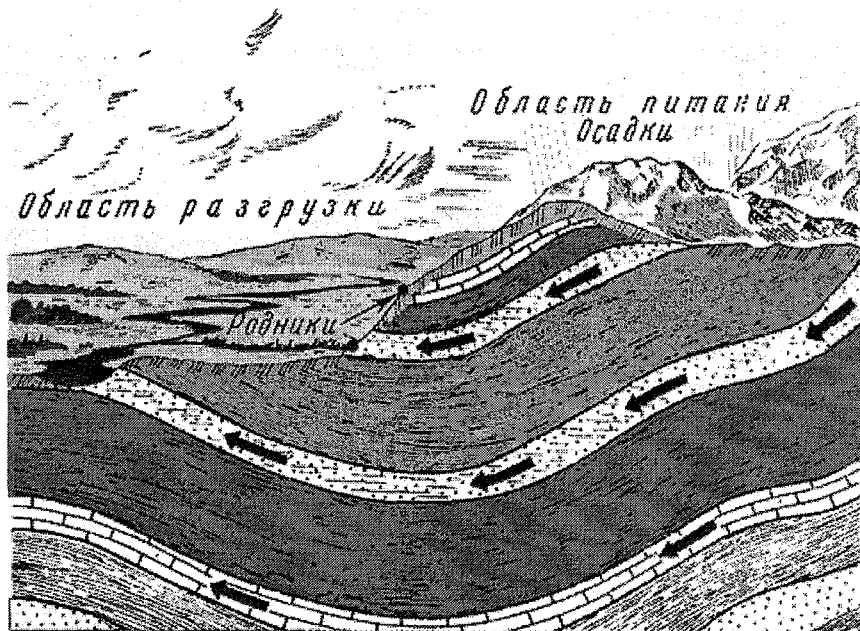


Рис. 3.2. Области питания и разгрузки грунтовых вод (первый от поверхности водоносный горизонт) и напорных вод (второй и третий водоносные горизонты) (www.ekomarket.ru)

Источники

Естественные выходы подземных вод на поверхность в виде ключей или родников называются *источниками*. Чаще всего они встречаются в долинах рек, в оврагах и балках, прорезающих водоносные горизонты, на берегах озер и морей. Среди источников различают нисходящие (рис. 3.3) и восходящие (рис. 3.4).

Нисходящие источники представляют собой сосредоточенную разгрузку подземных вод со свободной поверхностью – верховод-

ки, грунтовых вод и безнапорных межпластовых. Дебит нисходящих источников (объем воды в единицу времени) меняется во времени, что связано с режимом питания подземных вод и водонасыщенностью пласта. Наиболее водообильны источники из тех водоносных горизонтов, которые приурочены к крупнозернистым и галечно-гравийным пескам и сильно трещиноватым известнякам. Последние нередко дают начало ручьям и рекам, как, например, в Крыму и на Кавказе.



Рис. 3.3. Славеновские ключи в Псковской области (фото Н.М. Химиной)

Восходящие источники представляют собой естественные выходы артезианских вод. На месте выхода вода поднимается вверх в виде небольшого фонтанчика (рис. 3.4). Вода поднимается по трещинам и разломам, рассекающим слои горных пород, или выходит на поверхность там, где обнажаются водоносные пласты. Нередко восходящие источники изливаются вблизи морских побережий, на акватории заливов, лиманов, т. е. на шельфе. Такие источники называют подводными, а разгрузку – субаквальной.



Рис. 3.4. Разгрузка напорных подземных вод (www.ekomarket.ru)

3.4. Основные физические свойства подземных вод

Физические свойства подземных вод существенно зависят от их химического состава и содержания примесей.

Температура – изменяется в широких пределах и зависит от геологического строения, глубины залегания, физико-географических и климатических условий, режима и питания. В области распространения многолетнемерзлых пород соленые воды имеют отрицательную температуру. В умеренном климате неглубоко залегающие подземные воды имеют температуру от 5 до 12 °С. В областях молодого вулканизма температура подземных вод может превышать 100 °С. Температура воды существенно влияет на ко-

личество содержащихся в ней солей и газов. С повышением температуры растворимость большинства солей увеличивается, но некоторых – уменьшается. Классификация подземных вод по температуре: 0–20 – холодные, 20–37 – теплые, 37–100 – термальные, 100–374 °С – перегретые (374 °С – критическая температура, при которой исчезают различия физических свойств жидкости и пара).

Цвет – зависит от содержания некоторых химических и органических веществ. Сероводород и соли оксида двухвалентного железа придают воде зеленовато-голубую окраску, а соли оксида трехвалентного железа – ржавую. Органические гуминовые кислоты окрашивают воду в желтый цвет, взвеси – в сероватый. В большинстве своем подземные воды бесцветны. Химически чистая вода – голубого цвета.

Прозрачность – способность воды пропускать световые лучи, зависит от содержания механических примесей, коллоидов, органических веществ, а также от количества растворенных в ней солей. Степень мутности определяется прибором. В основном подземные воды прозрачные.

Вкус – придают воде растворенные в ней вещества и газы. Хлориды натрия – соленый, сульфаты натрия и магния – горький, азотистые соединения и органические вещества – сладковатый, свободная углекислота – приятный, освежающий, ионы железа – неприятный.

Запах – обычно отсутствует, но иногда ощущается. Вода, богатая гуминовыми веществами имеет запах болота, сероводородом – запах тухлых яиц, мало разбираемая вода в старых колодцах с деревянным креплением – затхлый.

Приведенные физические свойства регистрируются при отборе воды из источника или скважины. Кроме того, при необходимости определяются такие физические свойства, как электропроводность, радиоактивность, плотность, вязкость

3.5. Химический состав подземных вод

Подземные воды представляют собой сложные естественные растворы, находящиеся в многообразных связях с вмещающими их горными породами, органическими остатками, микроорганизмами и с другими составляющими окружающей среды. В подземных водах обнаружено более 80 химических элементов.

Ионный состав можно подразделить на главные ионы, которые всегда содержатся в подземных водах, второстепенные и микрокомпоненты, содержащиеся в ничтожном количестве. *Главные ионы* образуются в основном за счет растворения галоидных (каменная соль), сульфатных (гипс, ангидрит) и карбонатных (известняк, доломит) пород. Из анионов это: Cl^- , SO_4^{2-} , (CO_3^{2-} и HCO_3^-) из катионов: Ca^{2+} , Mg^{2+} , (Na^+ + K^+). Ионы CO_3^{2-} и HCO_3^- имеют единый генезис и находятся в неразрывной связи, определяемой факторами карбонатного равновесия, что позволяет рассматривать их совместно. Близость свойств Na^+ и K^+ также дает возможность рассматривать их вместе (калий в подземных водах составляет 4–10 % количества натрия). Таким образом, основной состав подземных вод рассматривается как шестикомпонентный. К *второстепенным ионам* относятся: Fe^{3+} , NO_2^- , H^+ , OH^- и некоторые другие. Имеются в подземных водах и недиссоциированные (без распадаения молекул на ионы) соединения, чаще других встречаются: SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 . *Микрокомпоненты*, хотя и не определяют тип воды в виду малого их содержания, но оказывают влияние на специфические ее особенности, в частности, на течение биологических процессов. К микрокомпонентам относятся такие элементы, как Li, B, F, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, I, Sr, Mo, Rb.

Газы в подземных водах могут находиться в растворенном виде и выделяться в свободное состояние в виде пузырьков при уменьшении давления, происходит и обратный процесс. Наиболее распространенными газами в подземных водах являются следующие.

Кислород (O_2) – попадает из атмосферы и выделяется некоторыми бактериями, быстро расходуется на окисление органических соединений, металлов и горных пород, в глубоких горизонтах не встречается.

Углекислый газ (CO_2) – поглощается подземными водами из атмосферы, образуется при биохимических и химических процессах в подземных условиях, выделяется при вулканических извержениях; способствует растворению пород, количество его с глубиной убывает.

Сероводород (H_2S) – присутствует в подземных водах главным образом благодаря восстановлению сульфатов некоторыми видами бактерий в анаэробной среде.

Азот (N_2) – попадает из воздуха, образуется при разложении органических веществ и при метаморфизации пород; инертен.

Метан (CH_4) – в подземных водах образуется в результате биохимических процессов при разложении органических веществ на заболоченных территориях и в нефте-газоносных районах.

Водород (H_2) – накапливается в подземных водах в виде ионов в процессе диссоциации воды и при разложении органических веществ, а также при гидролизе солей тяжёлых металлов.

Коллоиды, наиболее часто встречающиеся в подземных водах, – это гидроксиды железа $Fe(OH)_3$ и алюминия $Al(OH)_3$, кремнезем SiO_2 и органические соединения. Эти вещества образуют неустойчивые коллоидные растворы (золи), которые выделяют коллоидно-растворенное вещество в виде гелей.

Органические вещества широко распространены в подземных водах. Это гумусовые вещества, гумины, углеводороды, азот- и фосфорсодержащие вещества, битумы, фенолы, бензолы и др.

Микроорганизмы в подземных водах представлены различными бактериями, некоторые из них вредны для человеческого организма, поэтому для питьевой воды проводятся бактериологические исследования с целью санитарной оценки. О бактериальной загрязненности воды судят по *колититру* – объём воды в кубических сантиметрах, в котором содержится одна кишечная палочка, и по *колитесту* – число кишечных палочек в 1 л воды.

Реакция воды – определяется концентрацией диссоциированных в ней ионов водорода (H^+) и гидроксидов (OH^-). В химически чистой воде при температуре 22 °С содержание их определяется диссоциацией воды $H_2O \leftrightarrow H^+ + OH^-$, и они находятся в одинаковых количествах $(H^+) = (OH^-) = 10^{-7}$ г/л. Для характеристики реакции воды служит *водородный показатель* рН, который численно равен отрицательному десятичному логарифму концентрации ионов водорода, т.е. $pH = -\lg(H^+) = -\lg(10^{-7}) = 7$. В природных водах концентрация ионов водорода зависит не только от диссоциации воды, а главным образом от протекающих в них реакций, в связи с чем соотношение ионов водорода и гидроксидов меняется и становится не равным. По величине водородного показателя воды делятся на кислые ($pH < 7$), нейтральные ($pH = 7$) и щелочные ($pH > 7$).

Жесткость – особое качество воды, которое придают ей ионы кальция и магния. Различают общую, временную и постоянную жесткость воды. *Общая жесткость* обусловлена суммарным содержанием в воде ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . *Временную жесткость* придают воде гидрокарбонатные и карбонатные соли кальция и магния, выпадающие при кипячении воды в осадок. *Постоянную жесткость* определяют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , оставшиеся в воде после кипячения. Жесткость воды выражается в миллиграмм-эквивалентах кальция и магния на 1 л воды (1 мг-экв жесткости соответствует содержанию 20,04 мг/л Ca^{2+} или 12,16 мг/л Mg^{2+}). По степени жесткости выделяют: очень мягкие воды – до 1,5 мг-экв/л, мягкие – 1,5–3, умеренно жесткие – 3–6, жесткие – 6–9, очень жесткие – свыше 9 мг-экв/л. Жесткие воды плохо мылятся, дают накипь в котлах, не пригодны для питья.

Общая минерализация воды – это суммарное содержание в воде солей, газов и коллоидов, приблизительно она равна массе сухого остатка, который определяется путем выпаривания воды в термостате при температуре 105–110 °С; выражается в граммах на литр или в промилле – обозначение ‰ (1 г/л = 1 ‰). Максимально возможное содержание растворенных веществ в подземных водах зависит от предела их растворимости, который в свою очередь определяется содержанием в воде других солей и газов, а также температурой. Растворимость CaCO_3 (кальцит) в воде, насыщенной углекислым газом, может возрасти на два порядка. Растворимость CaSO_4 (ангидрит) в присутствии NaCl возрастает в четыре раза, а вода, содержащая MgCl_2 , практически его не растворяет. При увеличении температуры от 0 до 60 °С растворимость Na_2CO_3 возрастает более чем в 6 раз, Na_2SO_4 – в 9 раз.

По общей минерализации природные воды подразделяют на пресные (минерализация до 1 г/л), ультрапресные (0–0,2 г/л), слабосоленоватые (1–3 г/л), сильносоленоватые (3–10 г/л), соленые (10–35), рассолы (более 35 г/л).

Общая минерализация природных вод изменяется в широких пределах: от нескольких десятков миллиграммов на литр до 600 г/л и выше. Минерализация вод Мирового океана 35 г/л.

Менее всего засолены грунтовые воды в областях с влажным климатом, где в водоносные горизонты поступает много пресной

воды из атмосферы, а зона аэрации промыта от легкорастворимых солей. В засушливых областях, где атмосферное питание водоносных горизонтов существенно меньше, а выщелачивание солей из зоны аэрации происходит медленно, грунтовые воды чаще солоноватые или даже соленые.

Глубоко залегающие подземные воды отличаются медленным возобновлением запасов, поэтому они, как правило, сильно минерализованы, независимо от климата. В ряде случаев их используют для промышленного выпаривания каменной и калийной солей, извлечения таких элементов, как бром и йод.

Особое значение имеют *минеральные* или так называемые *бальнеологические* воды, которые обладают лечебными свойствами: углекислые, сероводородные, бромные и пр. (рис. 3.5). Углекислые *минеральные воды* насыщены углекислотой, которая непрерывно выделяется в виде пузырьков. Среди постоянно газифицирующихся источников известны холодные воды на курортах Кисловодска (нарзаны), Боржоми, Дарасун и др., горячие воды (от 37–40 до 70 °С) Железноводска (Славяновская), Карловых Вар, Джермука и др. Наиболее крупные источники углекислых вод находятся в районах развития молодых интрузивных магматических тел, а также приурочены к зонам разломов.

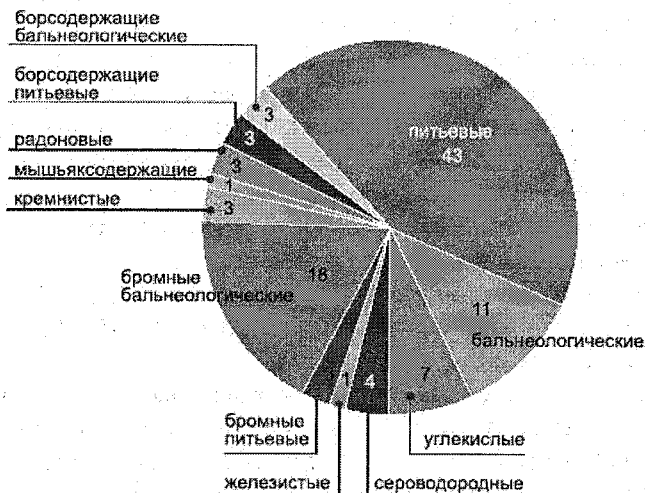


Рис. 3.5. Соотношение (%) различных типов подземных вод России (www.mineral.ru)

Сероводородные минеральные воды обладают лечебными свойствами из-за высокого содержания (от 10 до 100–250 мг/л) сероводорода. В зависимости от происхождения различают азотные, сероводородные и метановые воды.

Азотные источники формируются при поступлении сульфатно-кальциевых вод (встречаются в районах распространения гипсоносных пород) в торфяные отложения. В торфяниках происходит процесс восстановления сульфатов и образование сероводорода. К азотным источникам относятся воды курортов Кемери (Латвия), Хилово (Псковская область), Краинка (Тульская область).

Метановые сероводородные воды образовались в восстановительной обстановке в глубоких частях артезианских бассейнов и связаны с битуминозными и нефтеносными пластами. К таким водам относятся воды в районах Мацесты, Талги (Дагестан), Усть-Качки (Приуралье).

В районах современной тектонической активности (Курилы, Камчатка) и в областях молодой вулканической деятельности (Пятигорск, Ессентуки) на поверхность изливаются углекислые и сероводородные минеральные воды.

Радиоактивные минеральные воды характеризуются повышенным содержанием ряда радиоактивных элементов. Для лечебных целей используются радоновые воды таких курортов, как Цхалтубо (Грузия), Белокуриха (Алтай).

3.6. Карстовые процессы

Проявляются в районах распространения растворимых горных пород, вызывая такое явление, как *карстообразование* – образование пустот и полостей в известняках, доломитах (карбонатный карст), гипсах (гипсовый карст), галоидных солях (солянный карст). Карст – одна из форм проявления подземной денудации, под которой понимают денудацию, происходящую ниже земной поверхности в толще горных пород.

Термин *карст* происходит от названия известнякового плато Карст, находящегося на северном побережье Адриатического моря (г. Триест).

Развивается карст вблизи поверхности земли или на небольших глубинах, где происходит интенсивная циркуляция подзем-

ных вод. Различают открытый, или голый, карст, когда растворимые породы выходят на земную поверхность (рис. 3.6), и закрытый, когда они с поверхности перекрыты толщами нерастворимых пород. Площадь пород, подверженных развитию карста, составляет 50 млн км². Из них 40 млн км² – карбонатный карст, 7 млн км² – гипсовый, 4 млн км² – соляной.

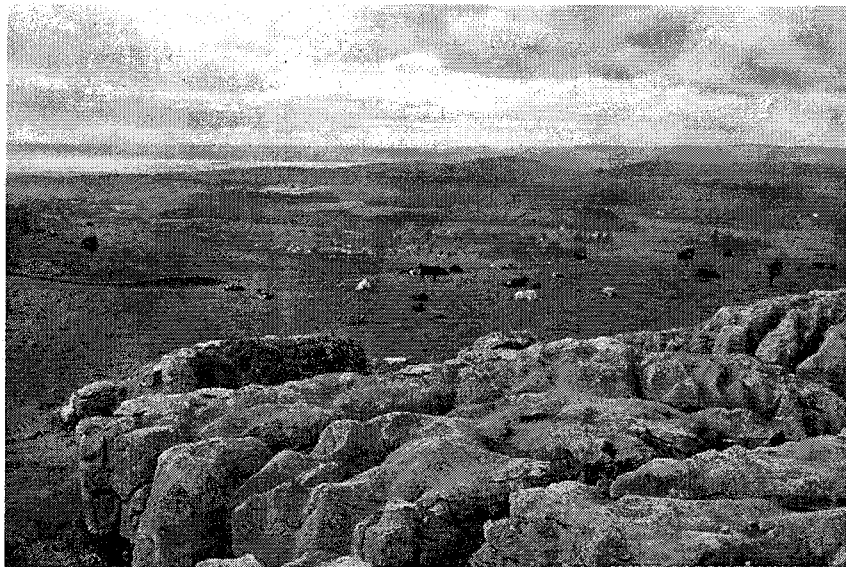


Рис. 3.6. Карры – формы рельефа открытого карста (национальный парк – «Озерный край», Шотландия) (www.geonature.ru)

Первые два вида карста развиваются сравнительно медленно. Их интенсивность оценивается по формуле: $A = V/V_1 \cdot 100\%$ (V – объем породы, растворенной за определенный отрезок времени, V_1 – объем закарстованного массива).

Соляной карст развивается быстрее. Скорость процесса можно оценить по формуле Г.В. Короткевича: $H = V/F \cdot 1000$ (H – средняя величина понижения погребенной поверхности соляного тела за счет растворения, мм/год, V – суммарный объем соли, выносимой за год за пределы площади F).

К условиям, способствующим развитию карста, относятся: влажный климат, расчлененный рельеф, чистота состава (отсутст-

вие нерастворяющихся в воде примесей) и мелкозернистость структуры карстующихся пород, крутое или складчатое их залегание, интенсивная трещиноватость и тектоническая раздробленность, содержание в воде веществ, способствующих растворению пород, современные восходящие тектонические движения, инженерная и хозяйственная деятельность человека – строительство плотин, интенсивные откачки воды, сброс производственных агрессивных вод.

С глубиной карстовый процесс затухает, так как уменьшается открытая трещиноватость пород и, следовательно, водообмен, а также снижается агрессивность подземных вод. Различают активно развивающейся карст – *современный*, когда базис коррозии (уровень, до которого происходит растворение) находится выше местного базиса эрозии, и *древний*, когда закарстованный в прежние времена массив пород, претерпевший затем опускание, в настоящее время перекрыт более поздними отложениями. Карстовые пещеры развиты не только в приповерхностной зоне, их обнаруживают и на глубинах в сотни метров, а иногда и более километра.

Особенностями карстовых регионов являются: интенсивное пополнение подземных вод за счет поверхностного стока, в связи с чем происходит иссушение земной поверхности, существование исчезающих рек и озер, что происходит при понижении уровня подземных вод, наличие высокодебитных нисходящих источников, выходящих на поверхность в пониженных формах рельефа, дренирующих нередко большие площади.

В районах развития карста формируются особые формы рельефа, связанные с обрушением пещер, пустот, каналов. На поверхности земли образуются отрицательные формы рельефа неправильной формы. Поверхностной формой проявления карста являются *карры* (см. рис. 3.6) – неглубокие рытвины и борозды, образующиеся на поверхности земли при выходе растворимых пород на поверхность. Другой поверхностной карстовой формой являются *поноры* – вертикальные или наклонные отверстия, через которые поверхностные воды поглощаются и уходят в глубину.

Наиболее распространены *карстовые воронки*, которые имеют форму чаш или блюдца с крутыми или пологими склонами. Среди них выделяются воронки поверхностного выщелачивания и

воронки провальные, образующиеся в результате обрушения сводов подземных карстовых полостей. Поверхностные воронки могут являться котловинами озер. На рис. 3.7 показано озеро в карстовой воронке. Его площадь всего 180 м^2 , а глубина 72 м. Голубой цвет воды связан с отложениями минерала лазурита.

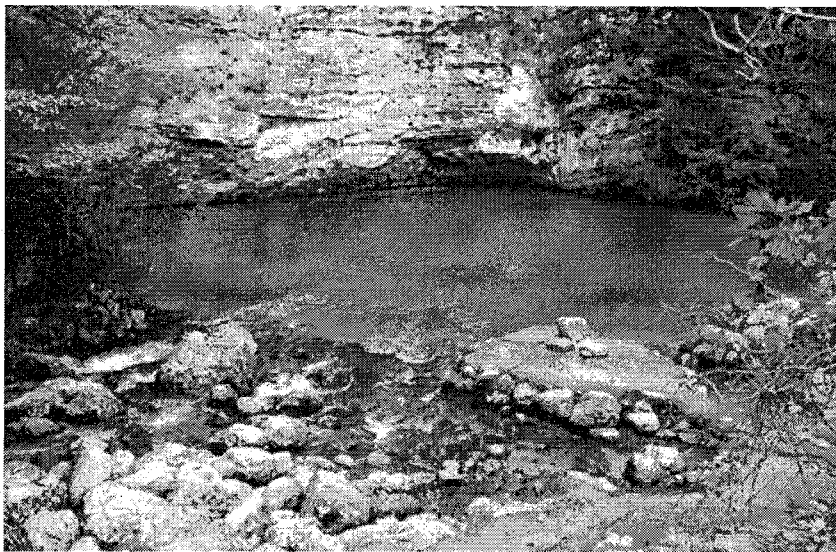


Рис. 3.7. Голубое озеро в Абхазии (*ct.boom.ru*)

Крупной формой поверхностного карстового рельефа являются *карстовые котловины*, на дне которых развиваются карстовые воронки. При объединении нескольких небольших карстовых котловин образуются *поля*. Крупные провалы, уходящие на глубину до 1000 м, называют карстовыми колодцами и пропастями.

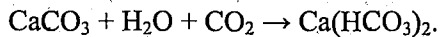
Подземные карстовые формы представлены *пещерами* и *каналами*. Карстовые пещеры представляют собой систему горизонтальных или несколько наклонных каналов, туннелей, выходящих в огромные залы или гроты, имеющие высоту до нескольких десятков метров. По каналам нередко протекают подземные реки, а на дне пещер находятся подземные озера. Подобное озеро показано на рис. 3.8. Оно находится в одной из пещер, пронизывающих плато Чатыр-Даг, которое находится в Крымских горах, сложенных в основном мраморовидными известняками.



Рис. 3.8. Подземное озеро в пещере «Тысячеголовая»
(плато Чатыр-Даг, Крымские горы) (www.mobus.com)

Для карстовых областей характерно наличие исчезающих рек, слепых долин, возрожденных рек (воклюз). Так, на Ижорском плато, сложенном известняками, атмосферные осадки просачиваются по трещинам известняка, поверхностный сток не формируется, а подземные воды выходят на поверхность у подножия плато, давая начало многочисленным рекам.

В карстовых пещерах образуются натечные формы известняка – известковый туф и травертин (более плотный туф). Вода атмосферных осадков, содержащая растворенный углекислый газ, легко растворяет известняк:



На стенах или потолке пещеры вода выделяет часть углекислоты и опять образуется карбонат кальция в виде натечков:



Натеки образуют причудливые формы карнизов, фестонов, занавесей. Известковые сосульки, растущие с потолка пещеры, называются *сталактитами*, поднимающиеся им навстречу – *сталагмитами*. Сливаясь, они образуют колонны, украшенные своеобразными орнаментами (рис. 3.9).



Рис. 3.9. Сталактиты в пещере «Мраморная»
(плато Чатыр-Даг, Крымские горы)
(фото Н.М. Химиной)

Своды подземных карстовых ходов при значительной ширине могут стать неустойчивыми и периодически обваливаться. Если пещера находится неглубоко от поверхности земли, то обрушение свода может захватить всю толщу горных пород, и на поверхности образуются провалы разнообразной формы. Часто именно после обрушения сводов пещеры, как это показано на рис. 3.10, она обнаруживается спелеологами (так называют специалистов, изучающих пещеры).

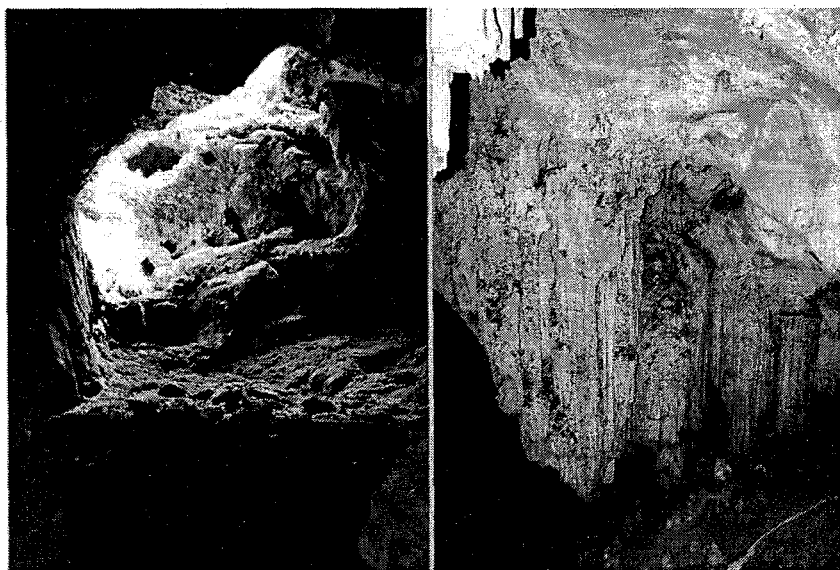


Рис. 3.10. Обрушение свода пещеры «Мраморная» (слева), обнаруженное пастухами зимой, и натечные формы известняка в этой пещере (справа) (фото Н.М. Химиной)

Кроме карстовых, в природе известны и своеобразные ледяные пещеры, дно, стены и свод которых украшены ледяными сталактитами и сталагмитами. В России самой известной ледяной пещерой является Кунгурская пещера в Пермском крае.

На рис. 3.11 показаны практически все описанные выше проявления открытого и закрытого карста.

В карстовых районах происходят деформации и аварии сооружений. При строительстве плотин возникают утечки воды из водохранилищ. Имеются построенные речные плотины (Монте-Хаке в Испании, Сен-Гильельм-ле-Дезер во Франции), не создавшие водохранилищ, – вода сразу же стала уходить под плотину по карстовым полостям. Строительство надежных сооружений, особенно гидротехнических, в карстовых районах достигается осуществлением разнообразных дорогостоящих мероприятий, направленных главным образом на ликвидацию карстовых пустот или создание водонепроницаемых завес, что требует выполнения детальных инженерно-геологических изысканий. К противокарсто-

вым мелиорациям относятся: регулирование поверхностного и подземного стока; тампонирование карстовых пустот путём нагнетания цементного, глинистого и битумного растворов; специальные устройства и сооружения (фундаменты с учётом специфики территории, армирование, ограничение этажности и плотности застройки и др.); устройство противодиффузионных завес.

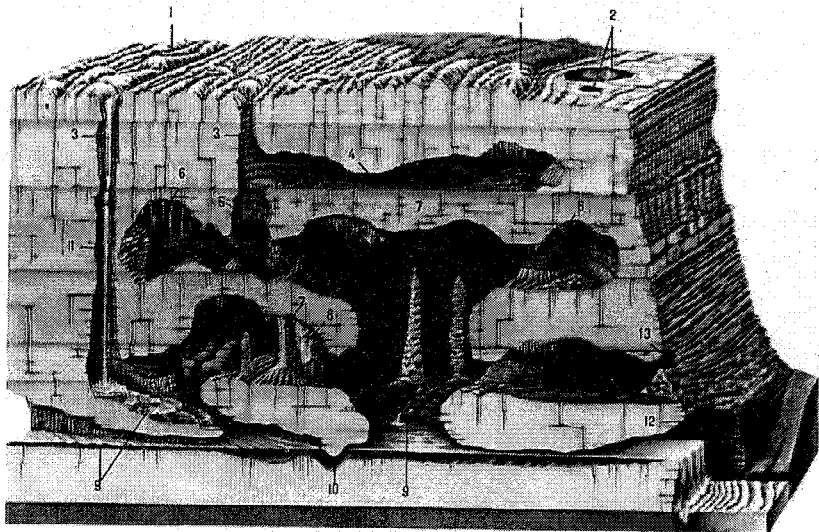


Рис. 3.11. Схема карстовых процессов в горном массиве (*dic.akademik.ru*).
 1 – карры; 2 – воронки; 3 – естественные шахты и колодцы; 4 – пещерная галерея;
 5 – вертикальная пещерная полость; 6 – сталактиты; 7 – сталагмиты и сталагнат
 (натечная колонна); 8 – натечные драпировки; 9 – подземные водотоки;
 10 – сифон; 11 – подземный водопад; 12 – грот с карстовым источником типа
 воклюз; 13 – вход в пещерную систему

Карст при определенных условиях может быть использован и в практических целях. В частности, возможно водоснабжение, путём каптажа (заклучения в трубы) карстовых источников, дренирующих галерей, колодцев; применение карстовых пустот для подземных хранилищ; освоение карстовых пещер как объектов для туризма.

3.7. Суффозия и грязевой вулканизм

Суффозией называют вынос подземными водами твердых частиц из породы. Обычно суффозии подвергаются мелкозерни-

стые пески, лессы и глины. Вынос источником глины и песка из водоносного слоя уменьшает объем породы, вызывая просадку и обрушение части склона. Постепенно может образоваться *суффозионный цирк*.

Суффозия проявляется и в других формах. Если происходит прорыв водоносного горизонта в карстовые пустоты, то водонасыщенные пески как бы засасываются вниз в разжиженном виде и на поверхности земли внезапно образуется провал. Суффозия является основой лёссового и глинистого карста (рис. 3.12). Подобный карст, развивающийся в нерастворимых породах, типичен для областей с сухим, пустынным климатом. Он представляет собой чисто поверхностный процесс, охватывающий толщу пород на глубину не более двух-трех десятков метров.

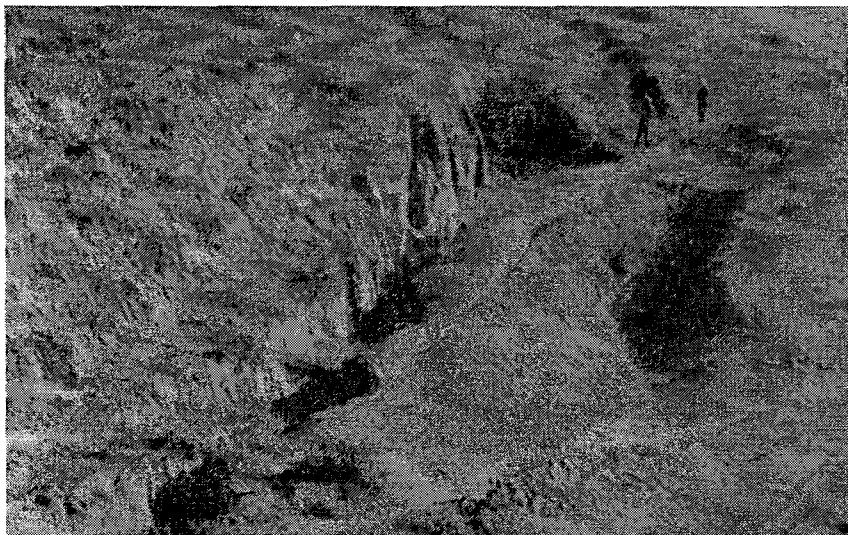


Рис. 3.12. Глинистый карст в лёссах Гиссарской долины [Щукин, 1960]

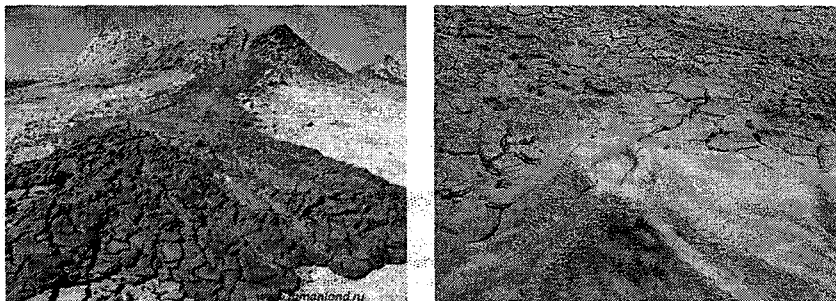
В природных условиях суффозия происходит сравнительно редко. Она может проявиться, например, на склоне речной долины при резком понижении уровня воды в реке после паводка или на борту водохранилища при большом сбросе воды из него – уровень грунтовых вод в породах склона снижается медленно, и подземные воды выходят на поверхность, увлекая с собой частички породы.

При строительстве гидротехнических сооружений, особенно плотин, суффозию вызвать легко. Например, если уровень подземных вод в теле земляной плотины выйдет на ее низовую грань, образуется высачивание воды, и начинается суффозионный вынос мелких частиц тела плотины. Суффозия может возникнуть в породах основания плотины, где проходит фильтрационный поток, характеризующийся большими напорными градиентами. При контактировании слоев разной крупности и, следовательно, водопроницаемости, например песков и галечников, может возникнуть контактная суффозия – мелкие частицы из песков будут выноситься по галечному слою. Если суффозия развивается в основаниях сооружений, то это может вызвать значительную и неравномерную их осадку и привести к нарушению устойчивости. Суффозионные процессы приводят к кольматации (заполнению мелкими частицами) дренажей и фильтров и выводу их из работы.

Для предотвращения суффозии снижают уровни подземных вод дренажом на опасных участках, для уменьшения градиентов потока устраивают противофильтрационные завесы, шпунтовые ограждения, увеличивающие длину пути фильтрации. Для уменьшения выходных градиентов и скоростей подземного потока в зоне его разгрузки и в теле земляной плотины устраивают так называемые обратные фильтры – отсыпку фильтрующих слоев с увеличивающимся размером обломков в направлении фильтрационного потока.

Грязевой вулканизм – извержение из-под земли жидкой грязи (Азербайджан, Таманский и Керченский полуострова). Для возникновения грязевых вулканов необходимы: наличие напорных подземных вод, подземных скоплений нефтяных газов и способных разжижаться сильно трещиноватых глинистых пород, дислоцированных в складки, разбросанных сбросами и перетертых до состояния тектонической брекчии. Сочетание таких условий встречается довольно редко, поэтому на Земле не так много грязевых вулканов (рис. 3.13). Сущность грязевого вулканизма заключается в следующем. Горючие газы, выделяющиеся из нефтяных залежей (метан), поднимаются вдоль тектонических разрывов к поверхности и, встречая разжиженные напорными водами глинистые брекчии, выносят их на поверхность.

Режим извержения грязевых вулканов разнообразен. Иногда извержения происходят очень спокойно с переливом через край кратера жидкой грязи. Часто извержения происходят со взрывом и самовозгоранием нефтяного газа.



а

б

Рис. 3.13. Грязевые вулканы на Таманском полуострове (а) и в Азербайджане (б)
(www.tamanland.ru all-pages.com)

Основные выводы. Подземные воды являются составной частью гидросферы Земли, участвуя в общем круговороте воды, взаимодействуя с атмосферными и поверхностными водами. В подземной гидросфере выделяют почвенные воды, верховодку, грунтовые воды, межпластовые ненапорные воды и межпластовые напорные (артезианские) воды. С подземными водами связаны карстовые процессы, результатом которых являются своеобразные формы поверхностного (карры, поноры, карстовые воронки, поля) и подземного рельефа (пещеры и каналы). С деятельностью подземных вод связаны также суффозия и грязевой вулканизм.

Контрольные вопросы

1. Какие выделяются типы подземных вод?
2. Какие показатели используют для характеристики физических свойств подземных вод?
3. От чего зависит химический состав подземных вод?
4. Какие геологические условия способствуют развитию карста?
5. Какие существуют формы карстового рельефа?
6. Какие геоэкологические проблемы связаны с подземными водами?

Глава 4

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Под гравитационными явлениями понимают перемещение горных пород под влиянием силы тяжести по наклонной плоскости с последующим разрушением их и накоплением рыхлых, главным образом, грубообломочных отложений. Продукты разрушения накапливаются преимущественно у подножий гор и возвышенностей в виде массы обломков различных форм и размеров. Все эти отложения носят название *коллювий*. Главными факторами, способствующими развитию гравитационных процессов, являются сила тяжести, подземные и поверхностные воды (аквальный фактор) и факторы, определяющие развитие процессов физического выветривания. В зависимости от степени участия перечисленных факторов гравитационные явления делят на следующие виды:

- 1) собственно гравитационные;
- 2) гравитационно-аквальные;
- 3) аквально-гравитационные;
- 4) гравитационно-субаквальные.

4.1. Собственно гравитационные явления

Эти явления происходят главным образом в горах, имеющих обрывистые склоны. К ним относятся *обвалы* и *лавины*. Обвалы происходят из-за трещин, образующихся в горных породах недалеко от кромки обрыва под воздействием физического выветривания или землетрясений. Оторвавшиеся от склона блоки горных пород летят вниз, дробясь и разрушаясь на своем пути. Размеры обломков зависят от плотности и характера трещиноватости горных пород. Обвальные скопления, образующиеся у подножия склонов или на дне долины, имеют форму вытянутых в длину холмов с неровной бугристой поверхностью.

По своим объемам обвалы могут быть самыми разными. Один из самых значительных обвалов произошел в 1911 г. на Памире, когда из-за землетрясения обвалилась горная порода массой 8 млрд т. Она обрушилась в долину р. Мургаб, перегородила ее,

в результате чего образовалось большой горное озеро – Сарезское. Такое же происхождение имеет озеро Рица в Абхазии. В Крыму в 1894 г. обвалилась часть горы Демерджи длиной 460 м и шириной 300–400 м. Обвалившаяся часть образовала плоский конус шириной до 900 м. обвалом было разрушено несколько домов в дер. Демерджи.

Обвалы могут совершаться также и в подземные пустоты: пещеры, кровли шахтных выработок, тоннелей. На поверхности при этом образуются провалы, колодцы или воронкообразные углубления.

К собственно гравитационным явлениям относятся также снежные лавины (рис. 4.1). Из названия ясно, что в этом случае обрушивающаяся масса состоит из снега. Снежные лавины могут производить в горах большие разрушения, вызывая, в том числе, и обвалы горных пород.



Рис. 4.1. Сход лавины на хребте Хамар-Дабан в мае 2005 г. (www.angara.net)

Кармадонское ущелье стало местом катастрофы ледника Колка; находящегося под склонами горы Джима-рай-хох вблизи горы Казбек (20 сентября 2002 г). Это крупнейшая по объему переме-

ценного материала (до 140 млн м³) из зафиксированных в мире катастроф с участием ледников, которая произошла в значительной степени из-за обвалов льда и горных пород. После события было сделано немало космических снимков, проводились научные экспедиции. Анализ их результатов показал, что в течение последнего месяца перед катастрофой на Колку обвалились нависавшие ледники общей площадью 0,34 км². В день схода ледника произошел обвал со стены Джима-рай-хох на его поверхность (площадь аккумуляции 0,17 км²). На космических снимках, проанализированных учеными Географического факультета МГУ, были зафиксированы обвальные шлейфы, перехлестывающие через весь ледник. Хотя каменные и ледяные обвалы – это обычный способ питания для ледника Колка, в 2002 г. они достигли необычайно большого объема, перегрузили ледник и к вечеру 20 сентября заставили его ринуться вниз. Обвалы в ледниковый цирк, из которого ушла большая часть ледника Колка, продолжились и после катастрофы.

4.2. Гравитационно-аквальные явления

К гравитационно-аквальным явлениям относятся *оползни* различных типов, при которых отделившаяся по трещинам масса пород скользит по склону, а не падает, как при обвале.

В оползне различают стенку отрыва (участок склона, откуда произошло смещение), путь оползня (площадь смещения) и оползневое тело. Обычно оползневое тело ограничено сверху ровной или бугристой площадкой, наклоненной внутрь склона, и обрывистым бугристым склоном, обращенным в направлении движения оползня. Если площадка имеет ровную поверхность, то оползневое тело напоминает речную террасу. Оползневое тело обычно движется по глинистым породам, служащим водоупором для водоносного горизонта (рис. 4.2). Вода нарушает связи между вышележащей толщей и глинистым фундаментом и тем самым определяет развитие оползневых процессов, поэтому их и относят к категории гравитационно-аквальных. Помимо подземных вод, развитию оползней способствуют атмосферные осадки и поверхностные воды.

Различают *детрузивные* оползни и *деляпсивные*. Первые представляют собой оползни, которые при движении упираются

в препятствие со стороны ниже расположенных пород. Вторые – скользят свободно, не встречая препятствий при своем движении. Если оползающий склон покрыт лесом, то из-за разной скорости сползания отдельных участков деревья наклоняются. Такое явление называется «пьяный лес».

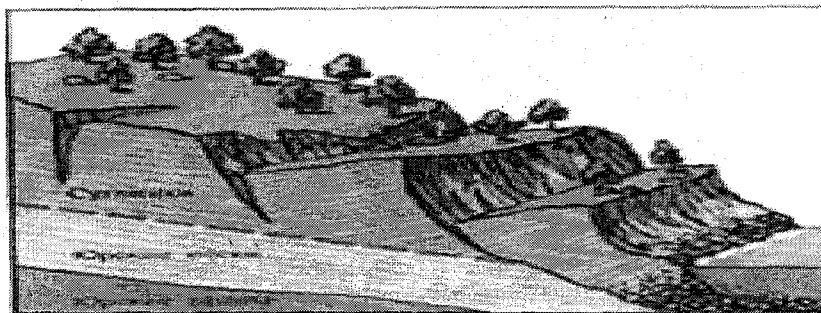


Рис. 4.2. Многоярусный оползень на берегу Ангары (www.geonature.ru)

Оползни могут развиваться как в горных, так и в равнинных районах, там, где имеется чередование различных пород с глинистыми. На равнинах оползневые процессы обычно наблюдаются в долинах рек (рис. 4.3), на морских побережьях, на берегах озер. Так, например, обширные оползневые участки имеются на правом берегу Волги в районе Ульяновска, Саратова, Нижнего Новгорода, на берегу Днепра в районе Киева, Канева, в низовьях Камы, Печоры, на р. Москве.

Оползание берегов Черного моря происходит в районе Одессы, на Южном берегу Крыма, в районе Сочи и других местах. Так, в 2006 г. оползень отрезал сразу несколько сел – Калиновое озеро, Илларионовка, Хлебоборб, Кордон в Адлерском районе. Кусок дороги вместе с домами местных жителей просто ушел в обрыв. Под угрозой оказался магистральный газопровод. Жилые микрорайоны в г. Сочи в основном расположены на палеогеновых глинах с прослоями песчаников. Мощные толщи глины – это как раз та масса, которая идеальна для оползней.

В зависимости от того, какой комплекс причин способствует развитию оползня, различают оползни эрозионные, абразионные и искусственные.

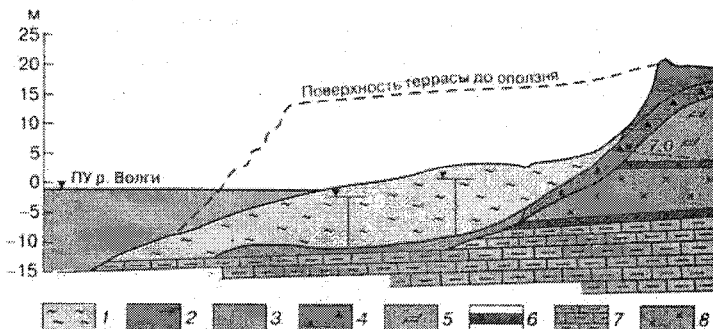


Рис. 4.3. Разрез по оси оползня на 10-м километре железной дороги Волгоград-Сальск [Королев, Соколов, 2000].

- 1 – оползневое тело; 2 – пески глинистые; 3 – пески мелкозернистые; 4 – пески разномерные с обломками песчаника; 5 – пески глинистые, цементированные; 6 – песчаник крепкий; 7 – алевролиты глинистые; 8 – пески с конкрециями песчаника; ПУ – подпертый уровень реки

Эрозионные оползни обычно развиваются в долинах рек вследствие подмыва склонов течением воды. Способствует развитию оползней также суффозия, происходящая в местах разгрузки подземных вод. *Абразионные* оползни образуются в результате разрушения берегов озер и морей волнами. *Искусственные* оползни, как следует из их названия, спровоцированы деятельностью человека, если вследствие строительства на склонах различных сооружений, нарушается гравитационное равновесие пород.

Размеры оползневых тел могут быть огромны, так же как и их катастрофические последствия. В 1855 г. масса горных пород длиной 1 км, шириной 300 м и высотой 200 м спустилось по долине р. Тибр (Италия). Оползневое тело перегородило долину реки, и одна из деревень оказалась затопленной 15-метровым слоем воды. В 1903 г. в Канаде в течение двух минут сдвинулась с места и переместилась фронтальная часть горы объемом 30 млн м³. В апреле 2009 г. огромный оползень сошел на село Райкомол в Киргизии. Под многометровым слоем грунта погибли 16 человек (рис. 4.4).

Одно из самых крупных в России за последние 20 лет смещений грунтовых масс в горах произошло в феврале 2001 г. в районе Большого Сочи. В июне 2005 г. в районе поселка Кача в 50 км от

Севастополя на пляж, где находились отдыхающие, сошел оползень скальных пород шириной 30 м и площадью около 60 м². По данным МЧС Крыма, на людей обрушилось около 600 м³ скальных пород. Подобных примеров можно привести очень много.

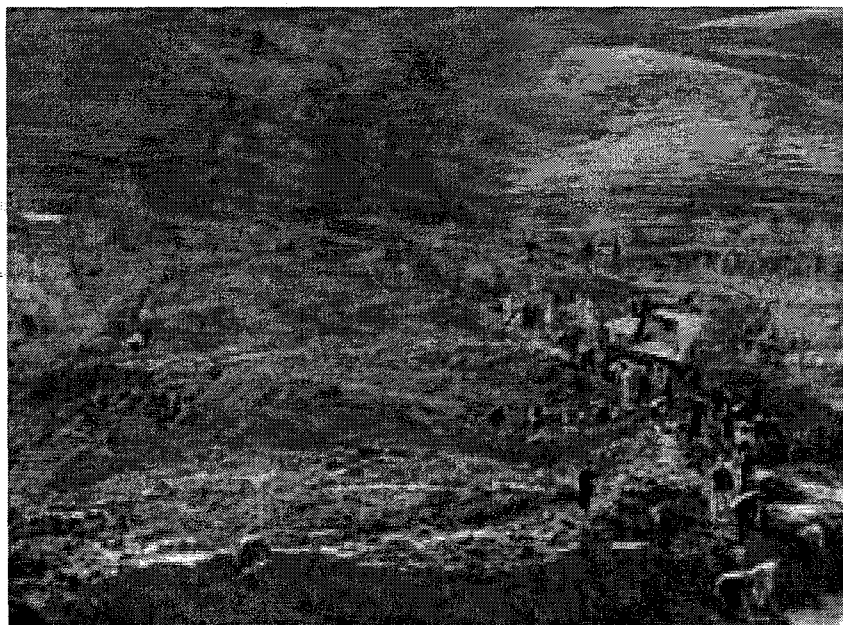


Рис. 4.4. Оползень длиной около 300 м, с. Райкомол Аксыйский р-н Киргизии (www.today.kz/ru)

Оползни наносят большой ущерб городскому и сельскому хозяйству, разрушая дома, дороги, пахотные земли. Методы борьбы с оползнями устанавливают на основе тщательного изучения природных физико-геологических условий, выяснения основных причин неустойчивости и аналитических расчетов предельного равновесия массивов грунта. На практике в качестве основных противооползневых мероприятий применяются: организация стока поверхностных вод в зоне оползней и прилегающих к ней территорий; дренирование подземных вод путем сооружения различных дренажных систем; уменьшение внешних нагрузок; ограждение откосов и защита их от подмыва и размыва проточными водами рек или волнами морей, водохранилищ; зеленые насаждения по

верху откоса и оползневом откосе; искусственное закрепление масс оползневого тела, укрепление склонов (рис. 4.5) и ряд других.

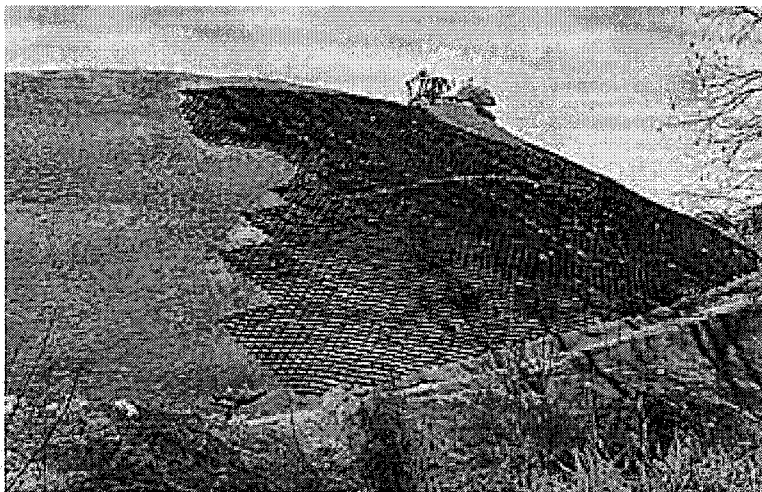


Рис. 4.5. Укрепление склона для предупреждения оползня

4.3. Аквально-гравитационные явления

К этой категории относятся явления, в формировании которых основную роль играет вода. Среди них различают оползневые потоки, оплывины и сели. Образование всех этих форм связано с деятельностью как поверхностных, так и подземных вод.

Оползневые потоки формируются следующим образом. Вода, особенно в периоды таяния снега или сильных дождей, пропитывает горные породы, нарушая связи между отдельными их зернами или частями. Порода разжижается и начинает сползать или стекать по склону, теряя свою первоначальную структуру. После высыхания порода представляет собой скопление отдельных комков земли, в котором местами мелкие оползневые тела сохраняют свои свойства. Форма оползневой массы — обычно вытянутая вдоль какой-либо долины. В отличие от него *оплывины* характеризуются меньшими размерами и округлыми в плане очертаниями. Оплывание склона обычно происходит постепенно под влиянием избыточного увлажнения верхнего слоя грунта в периоды обильных осадков и после таяния снега.

Особой формой оплывания склонов является *солифлюкция*, наблюдающаяся в полярных и высокогорных областях, где грунт, насыщенный водой, сильно промерзает. В теплое время года оттаившая часть грунта медленно сползает по нижележащему мерзлому материалу. В результате на склонах образуются холмы плоскоконусовидной формы и ступенчатые террасы, сложенные несортированными обломками пород, цементированными засохшей грязью. Процесс солифлюкции способствует денудации склонов.

Крайней формой аквально-гравитационных процессов являются *сели* или *селевые потоки*. Это грязевые или грязево-каменные потоки, внезапно возникающие в руслах горных и предгорных рек в результате сильных ливней, интенсивного таяния снегов и последующих резких паводков. Выносы селевых потоков могут заполнять межгорные впадины, образуя многометровые толщи рыхлых отложений: от грубообломочных отложений до песчаных и глинистых (*селевой коллювий*). Размер обломков зависит от скорости и мощности потока.

Сели возникают сравнительно редко и внезапно. Предпосылками образования селей являются: 1) обилие на горных склонах продуктов выветривания, осыпей, обломочного материала от прошедших обвалов и оползней, 2) интенсивные атмосферные осадки, 3) крутые уклоны местности, 4) склоны, лишенные растительности, 5) континентальный климат.

Сели подразделяют на жидкие – с небольшим количеством твердого материала и структурные – вязко текучие с содержанием обломочного материала до 1 т на 1 м³ воды. Последние обладают огромной подъемной силой, могут транспортировать многотонные глыбы, разрушать склоны гор, оставлять на пути следования рытвины. Выходя в предгорья или в долину, грязево-каменный поток оставляет массу несортированного обломочного материала, объем которого нередко исчисляется миллионами кубометров.

Среди наиболее масштабных селей, причинивших наибольший вред, – селевой поток, затопивший в 1921 г. часть г. Алма-Аты и уничтоживший оз. Иссык; селевой поток, возникший в 1949 г. из-за Хаитского землетрясения в Средней Азии. Этот сель толщиной до 60 м уничтожил с. Хаит (Таджикистан). Весной 2000 г. селевой поток уничтожил большую часть г. Тырнауз на Северном Кавказе.

3 июня 2007 г. селевой поток, сошедший на Камчатке, покрыл около двух третей площади уникального природного парка Долина гейзеров. В среднем течении р. Гейзерной, протекающей по дну каньона, образовалась запруда, которая погребла под собой 13 наиболее интересных пульсирующих источников, в том числе Малахитовый грот и Большой. Поток полностью изменил рельеф местности, уничтожил все постройки и взлетно-посадочные площадки. 28–30 июля 2007 г. в результате схода селей в уезде Луши на западе центральной провинции Китая Хэнань 78 человек погибли, 18 пропали без вести. В результате вызванных проливными дождями селей пострадали более семи тысяч гектаров сельхозугодий, было разрушено свыше шести тысяч домов, серьезный ущерб нанесен транспортной и коммуникационной инфраструктуре.

8 сентября 2008 г. в г. Линьфэнь (Китай) произошел сход селевых потоков. На район бедствия обрушилось 268 тыс. м³ камней и грязи, которые покрыли более 30 га близлежащей территории. Грязевой поток стер с лица земли несколько деревенских домов, местный рынок и трехэтажное офисное здание, вызвал обрушение хранилища отходов одной из угольных шахт. Погибли 254 человека (*РИА Новости*). На рис. 4.6 показано, что осталось от альпинистского лагеря «Джайлык» в ущелье Адыр-Су (Кавказ) после селя 1983 г.



Рис. 4.6. Бывший альпинистский лагерь «Джайлык» после схода селя в 1983 г.
(фото И.В. Казакова)

Борьба с селевыми потоками ведется в основном путем укрепления склонов растительностью, устройства мелких препятствий, замедляющих скорость потока, строительства дамб, созданием искусственных озер, строительства котлованов – селеуловителей, сооружением над дорогами лотков – селеспусков. Примером эффективной борьбы с селевыми потоками является сооружение гигантской плотины на р. Малой Алмаатинке. Ширина плотины в ее верхней части составляет 60 м, ширина у подножия – 450 м. Во время сильнейшего сея в 1973 г. он заполнил долину реки на три четверти высоты плотины.

4.4. Гравитационно-субаквальные явления

Оползни могут возникать не только на суше, но и под водой на морских и речных склонах. Они совершаются в основном под действием силы тяжести. Морские осадки, главным образом илы, перемещаются со склонов подводных возвышенностей к их подножиям. На морском дне накапливаются осадки и возникают формы рельефа, очень похожие на наземные оползни и обвалы. Обвалы берегов или оползни, спускающиеся с берега в море, оказывают дополнительную нагрузку на морские осадки, вызывая их оползание.

***Основные выводы.** Действие силы тяжести приводит к перемещению обломков горных пород по склонам. Интенсивность гравитационных процессов зависит от рельефа и геологического строения района, а также от степени участия подземных и поверхностных вод и факторов выветривания. Наиболее опасные из гравитационно-аквальных явлений – оползни, аквально-гравитационных – сели. Продукты разрушения, накапливающиеся у подножий гор и возвышенностей в виде массы обломков различных форм и размеров, носят название коллювий.*

Контрольные вопросы

1. Какие критерии положены в основу классификации гравитационных процессов?
2. В каких условиях наиболее вероятно образование оползней?
3. Какие предпосылки способствуют образованию селевых потоков?
4. Каким образом можно предотвратить или уменьшить катастрофические последствия оползней и селей?

Глава 5

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАБОТА ТЕКУЧИХ ВОД

Под текучими водами понимают всю воду, стекающую по поверхности суши от мелких струек и ручьев до самых крупных рек. Из 148 млн км² поверхности суши только 800 тыс. км² лежат ниже уровня моря. Это значит, что с территории площадью 147,2 млн км² выпавшие атмосферные осадки за вычетом испарения возвращаются в океан. При этом формируется поверхностный сток постоянных и временных водотоков (сток рек и ручьев) и плоскостной склоновый сток. Часть воды просачивается через поверхность (инфильтрация) и формирует подземный сток в реки, озера или непосредственно в моря и океаны. На суше формируются скопления воды: реки, озера, подземные воды, ледники, почвенные воды, болота.

Движение поверхностных вод производит огромную геологическую работу, масштаб которой зависит от массы воды и скорости ее движения. Разрушение земной поверхности текучими водами называют общим термином – *эрозия*. Это основной вид геологической работы временных и постоянных водных потоков. В процессе склонового стока осуществляется *плоскостная эрозия* (плоскостной смыв).

5.1. Плоскостной смыв, струйчатая эрозия и оврагообразование

Дождевые воды и воды, образующиеся за счет таяния снега, стекая по неровностям рельефа и склонам холмов, увлекают с собой минеральные частицы горных пород – глинистые и пылеватые переносят во взвешенном состоянии, песчаные и дресвяные передвигают путем перекатывания. Живая сила сплошной водной пленки и тонких струек невелика и характер воздействия периодический, но в течение длительного времени ими совершается большая геологическая работа по разрушению земной поверхности, которая представляет собой *плоскостной смыв*, под воздействием которого происходит постепенное выколачивание и сглаживание склонов. Перемещенные водой частички пород скапливаются в нижней час-

ти склона и у его подножия, образуя так называемые *делювиальные отложения*. Делювий состоит обычно из суглинков и супесей, но в нем нередко присутствует и крупнообломочный материал в виде дресвы, щебня и глыб, которые в результате вымывания мелких частиц теряют устойчивость и скатываются вниз по склону. При сильных ливнях отдельные струи воды объединяются в малые ручейки, прорезающие на поверхности бороздки и рытвины. Образовавшиеся борозды перехватывают воду с соседних участков; увеличение массы воды и ее скорости ведет к образованию ярко выраженных промоин – так возникает *струйчатая эрозия*. Плоскостной смыв и струйчатая эрозия смывают нередко плодородный почвенный слой, нанося урон сельскому хозяйству.

Промоина может дать начало образованию *оврага*. Овраги представляют собой относительно узкие и глубокие, нередко разветвленные понижения, возникающие на склоне, выработанные временными водными потоками (рис. 5.1).



Рис. 5.1. Развитие оврага на склоне речной долины (www.britanica.com)

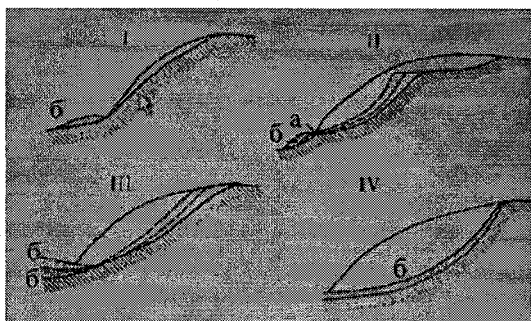


Рис. 5.2. Стадии развития продольного профиля оврага [Мананкова, 2006].
 I – стадия промоины; II – стадия врезания оврага вершиной; III – стадия выработки продольного профиля равновесия; IV – стадия затухания, образование балки;
 а – висячее устье; б – деловий

В развитии оврагов выделяют четыре стадии (рис. 5.2):

1. Возникновение промоины.

2. Образование в верхней части оврага – вершины, имеющей обрыв, где легче всего происходит размыв пород, так как здесь наибольшие уклоны водного потока и нет защищающего от размыва растительного покрова. Овраг растет врезанием своей вершины вверх по склону. Продвигается овраг и вниз по склону, но размыв здесь затруднен временным осаждением продуктов размыва (см. рис. 5.2).

3. Выработка продольного профиля равновесия – в виде вогнутой кривой. Начинается стадия с момента, когда овраг достигает подножия склона или уровня реки, которые являются по отношению к развивающемуся оврагу *базисом эрозии*. Базис эрозии – это поверхность, ниже уровня которой процесс оврагообразования идти не может. Овраг углубляется, размыву уже подвергаются коренные породы, растет в ширину, обрастает боковыми ответвлениями, форма его становится сложной. Раньше всего профиль равновесия вырабатывается в нижней части склона, где масса воды наибольшая. Постепенно овраг растет вверх навстречу течению воды. Такая эрозия называется попятной, или регрессивной.

4. Затухание процесса оврагообразования – начинается после выработки оврагом продольного профиля равновесия, при котором не происходит ни размыва, ни отложения. Глубинная эрозия не идет, склоны постепенно осыпаются и выполаживаются. На дне

оврага и по склонам формируется почвенный покров, вырастает кустарник и деревья – овраг превращается в балку.

Овраги наносят вред сельскому хозяйству, дорожному, жилищному и другим видам строительства. В борьбе с оврагообразованием используют планировку территории, посев трав, залесение, отвод воды от вершины оврага путем создания водозадерживающих валиков и водоперехватывающих канав, укрепление вершины и днища, запруды, замедляющие течение воды.

5.2. Деятельность рек

Многообразна геологическая работа рек по разрушению горных пород, переносу и аккумуляции продуктов их разрушения. Движение воды происходит из-за уклона русла и постоянного поступления воды от различных источников питания. Скорость естественных водных потоков такова, что течение воды в них всегда турбулентное, т.е. вихревое. При движении в русле струйки отклоняются от общего направления движения, ударяют в борта и дно, отрывают частицы грунта, т.е. эродируют местность. Струйное перемешивание удерживает мелкие частицы, которые поступают как с поверхности водосбора, так и за счет эрозии. Крупные – перекатываются по дну, более мелкие – переносятся с водой. Это транспортная работа реки. При замедлении скорости течения продукты эрозии осаждаются и накапливаются (аккумулируются). Отложенные рекой осадки называются аллювием (лат. *alluvio* – нанос). Соотношение размыва, переноса и аккумуляции может меняться в зависимости от скорости и уровня воды в реке.

Речной бассейн и его характеристики.

Источники питания рек

Рекой называют естественный поток, текущий по одному и тому же месту постоянно или с перерывами летом (из-за пересыхания), или зимой (из-за замерзания). Река – это водоток и русло. Гидрографическая сеть района – это реки, ручьи, озера, болота, находящиеся на его территории (рис. 5.3).

Водосбор – площадь, с которой река получает питание. По площади водосбора реки делятся на большие ($F > 50$ тыс. км²), средние (50–2 тыс. км²) и малые (меньше 2 тыс. км²). Абсолютное большинство рек – малые (в России примерно 95 %). В формиро-

вании водного и гидрохимического режимов больших и средних рек проявляются региональные климатические закономерности. Для малых рек – большое значение имеют локальные факторы, такие как геологическое строение и гидрогеологические условия водосбора, глубина эрозионного вреза и пр.

Речная система – главная река и ее притоки различных порядков. Не всегда главная река самая длинная. Так, например, р. Нева – главная река Ладожско-Онежской системы, в которую входят 48 тыс. рек (в том числе реки Волхов и Свирь) и 50 тыс. озер. Длина Невы – всего 74 км.



Рис. 5.3. Гидрографическая схема рек бассейна Онежского озера (www.semga.ru)

Для оценки количества воды, переносимого рекой за год, используется характеристика, называемая *стоком воды* (W млн m^3). Объем воды, проходящий через живое сечение реки в секунду, – это расход воды (Q m^3/c).

Приведенные характеристики зависят от климата, геологического строения водосборной площади и таких характеристик последней, как озерность ($f_{оз}$), залесенность ($f_{лес}$), заболоченность ($f_{бол}$), которые представляют собой соответственно отношение площадей озер, леса и болот к площади водосбора. Озера, леса и

болота являются естественными регуляторами стока рек, аккумулируя избыток влаги в периоды интенсивного питания (например, при таянии снега) и постепенно отдавая в относительно маловодные периоды.

Водный режим – это изменение расхода воды во времени. Режим реки определяется характером источников ее питания и их соотношением между собой (атмосферные осадки, талые воды, высокогорные снега и ледники, подземные и болотные воды). В результате формируются зональные типы водного режима рек. Выделяют экваториальный, тропический, морской, умеренно-континентальный (русский) и другие типы. Так, например, для рек с русским типом водного режима характерны большие объемы водного стока весной, формирующиеся за счет талых вод (55-60 % от годового стока). Летом и осенью реки получают атмосферное питание и за счет подземных вод. Зимой основной источник питания – подземные воды. В режиме рек выделяют периоды низкого стока (или межень) и высокого – паводки и половодье.

Распределение речного стока по земной поверхности крайне неравномерно. Густота речной сети ($N = \Sigma L/F$ км/км², L – длина всех водотоков, формирующихся на площади F) максимальна в Северо-Западном районе (0,7–1,0 км/км²), в лесной зоне Сибири (0,3–0,35 км/км²). В горах N доходит до нескольких единиц. Минимальна на равнинах юга – сотые доли км/км².

С большей части материков и островов сток направлен в моря и океаны. Главные водораздел Земли: Анды, Кордильеры, хребты Восточной Сибири (Чукотский, Анадырский, Гыдан, Джугджур, Становой, Яблоновый), горные системы Центральной Азии, северная часть Аравийского полуострова, Восточная Африка. Этот водораздел делит земной шар на Атлантический склон (53 % суши) и Тихоокеанско-Индийский (47 %). Не связаны с Мировым океаном бессточные области – Арало-Каспийская впадина.

Наиболее значительную геологическую работу совершают реки в периоды половодий и сильных паводков, когда расходы воды повышаются по сравнению с меженьными периодами в десятки раз. Соответственно увеличивается и «живая сила» реки, под которой понимают кинетическую энергию речного потока, которая пропорциональна массе воды в реке и квадрату скорости ее течения.

Виды эрозии

Все водные потоки размывают склоны, стремясь врезаться в поверхность земли. Крупные реки разрабатывают большие речные долины глубиной до нескольких сотен метров. Небольшие ручьи и временные потоки создают овраги. Водный поток любого размера стремится выработать продольный профиль нормального падения (профиль равновесия), который представляет собой вогнутую кривую, стремящуюся к горизонтальной плоскости в нижней части и к вертикальной – в верховьях.

Выработка профиля равновесия осуществляется в процессе *глубинной*, или *донной эрозии*. Глубинная эрозия заканчивается, когда продольный профиль реки соответствует профилю равновесия. Нижняя отметка этого профиля соответствует базису эрозии. Базис эрозии оврага – дно долины, на склонах которой он развивается. Базис эрозии реки, впадающей в море, – уровень Мирового океана. Это мировой базис эрозии. В озерно-речных системах базис эрозии – это уровень озера, в которое река впадает. Если река пересекает выходы массивных плотных пород, то они служат местными базисами эрозии. В результате в руслах рек возникают пороги и водопады, наличие которых является свидетельством невыработанности профиля равновесия. Самый большой водопад в Европе – Бельвешес в Норвегии (866 м). Много водопадов на молодых реках Канады, Финляндии, Индии, на Алтае, в Крыму, на Кавказе. Есть водопад на р. Нарве высотой 7 м, на р. Суне (Кивач – 11 м). Кивач является самым высоким равнинным водопадом Европы (рис. 5.4).

Разрушение уступов водопадов в процессе выработки реками профиля равновесия происходит под влиянием *регрессивной (пятающей) эрозии*. На рис. 5.5 показан водопад на р. Саблинке (Ленинградская обл.), уступ которого отступает вверх по течению реки со скоростью около 0.10 м/год. Нижнеордовикский известняк ($O_1 vl$), из которого сложен уступ Саблинского водопада, разрушается под действием собственной массы в результате размыва подстилающих его песчано-глинистых пород и образования так называемого эверзионного котла.

Уступ Ниагарского водопада, также сложенный известняками, отступает вверх по течению р. Ниагары примерно на 1 м/год.

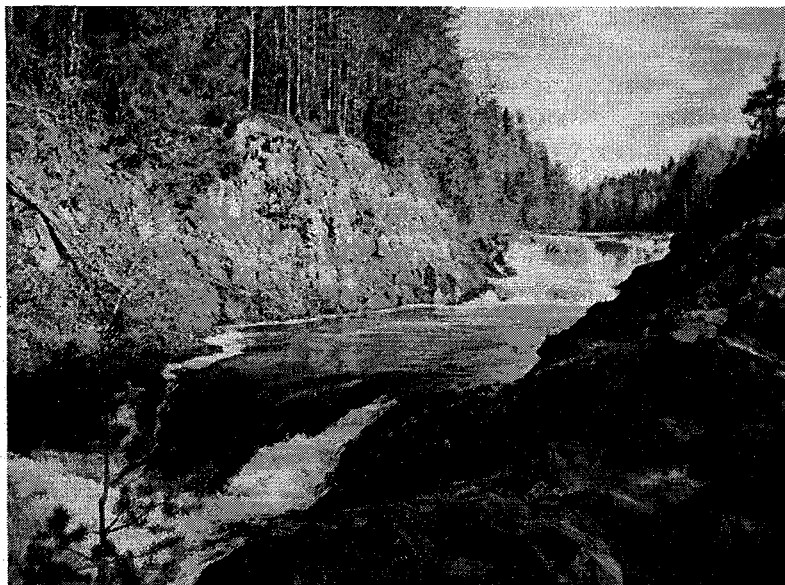


Рис. 5.4. Водопад Кивач на р. Суне (Фото Т.И. Прокофьевой)



Рис. 5.5. Водопад на р. Саблинке

Регрессивная эрозия развивается также в верховьях рек. Река может перепилить водораздел и перехватить часть водосборного бассейна речной системы противоположного склона (р. Чусовая – верховья на восточном склоне Урала, а впадает в Каму).

Несомый рекой и перекатываемый материал – главный фактор углубляющей работы рек. Река переносит образующийся в результате эрозии обломочный материал во взвешенном состоянии и волочением по дну, кроме того, вода реки растворяет породы – в той мере, насколько это ей удастся. Влекомые по дну и взвешенные наносы называют *твердым стоком реки*. Скорость развития долин больше там, где река размывает рыхлые породы, больше уклоны дна. В горах скорость врезания реки достигает 2,5 мм/год, на равнинах – сотые и тысячные доли мм/год (Волга – 0,001 мм/год).

При выработке рекой продольного профиля, соответствующего профилю равновесия, глубинная эрозия уступает место *боковой*, в результате которой происходит размыв склонов речной долины. Турбулентность потока даже в прямом русле приводит к образованию изгибов русла, которые называют излучинами, или *меандрами*. На вогнутом берегу реки преобладает размыв, у выпуклого – аккумуляция. Здесь формируется отмель, хорошо видная на рис. 5.6.



Рис. 5.6. Меандры на р. Влтава (г. Чешский Крумлов, Чехия) (фото Н.М. Химина)

Река размывает то один берег, то другой, в результате долина постепенно расширяется, дно ее делается плоским. На рис. 5.7 приведена схема формирования меандр из первичных излучин.

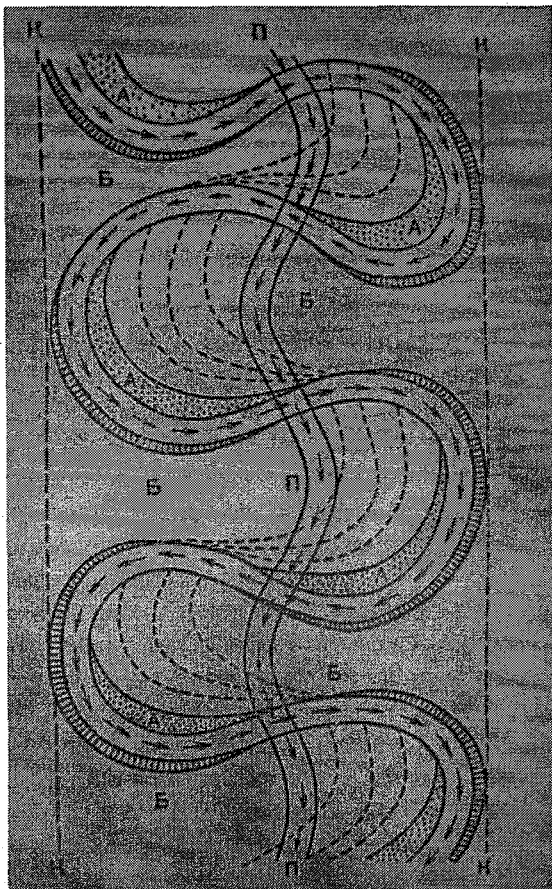


Рис. 5.7. Образование настоящих меандр из первичных излучин (ПП).
 А – прирусловая отмель; Б – меандровые шпory; (К – К) – касательные к вершинам меандров, определяющие ширину меандрового пояса [Щукин, 1960]

Особенно интенсивно процесс развития меандр идет в половодье. Вогнутый берег разрушается, а выпуклый наращивается за счет отложения песка и гальки. Рост излучины продолжается до тех пор, пока ее шейка не станет такой узкой, что во время поло-

водья (паводка) полые воды ее прорывают, и происходит спрямление русла. От прежнего русла остаются замкнутые серповидные понижения – *старицы*, которые могут быть или заполнены водой (старичные озера) или заболочены.

Меандры не только растут в вышину, но и смещаются вниз по течению, при этом они как бы прочищают дно долины, подрезая ее склоны и выравнивая ширину дна. Скорость и величина размыва зависят от состава пород. Так, например, реки Западной Сибири в рыхлых породах кайнозоя размывают до 3 м/год у вогнутой части излучин.

Формирование и особенности аллювиальных отложений

Река размывает коренные породы и заполняет образовавшуюся долину собственными отложениями – аллювиальными. Состав и структура аллювиальных отложений исключительно разнообразны. Обычно чем ниже по течению, тем мельче откладываемый материал. Русловой аллювий в верховьях – это гравий и галечник, ниже по течению – песок. Илистые частицы переносятся в низовья к базису эрозии. В разные сезоны года формируется разный аллювий. Часть долины, заливаемая водой в половодье, называется поймой. Формирующиеся при этом отложения – пойменный аллювий. Особенность пойменного аллювия – наличие в его составе и песчаных и глинистых частиц. Русловой аллювий – обычно слоистый: в половодье в русле откладываются более крупные частицы, при спаде половодья – мелкие. В результате в песчаном русловом аллювии образуются прослойки глины и суглинка. Особый вид аллювия – старичный. На месте стариц обычно образуются озера или болота, поэтому этот аллювий имеет озерное или болотное происхождение. Общая особенность аллювиальных отложений – сортированность и косая слоистость из-за вихревого движения воды.

Мощность аллювиальных отложений обычно колеблется в пределах 15-80 м, но может достигать и 500 м. Аллювий – кладовая для россыпей золота, платины, алмазов, вольфрама.

При впадении реки в море или озеро скорость течения уменьшается и весь переносимый материал откладывается. Возникают своеобразные конусы выноса – *дельты*. Дельта – это сложенный в основном аллювиальными отложениями участок суши, отвое-

ванный рекой у моря. Площадь дельты может быть весьма значительна. Так, у рек Хуанхе и Янцзы – 500 000 км², Лены – 45 тыс. км², Волги – 18 тыс. км². Дельты растут. Например, скорость роста дельты Волги – 170 м/год. На медленно опускающихся берегах дельты растут медленнее, чем на поднимающихся, но мощность отложений гораздо больше – до 500 м.

Стадии развития речной долины и типы их профилей

Речная система развивается тысячелетиями под влиянием движений земной коры и колебаний уровня Мирового океана.

Стадия юности. Река прорезает толщу горных пород в процессе глубинной эрозии. При этом формируются узкие глубоко врезанные U-образные долины (щель, ущелье, каньон, рис. 5.8). Если склоны сложены мягкими, но водонепроницаемыми породами (глинами), формируется V-образная долина. Междуречья молодых рек широкие, профиль равновесия не выработан.

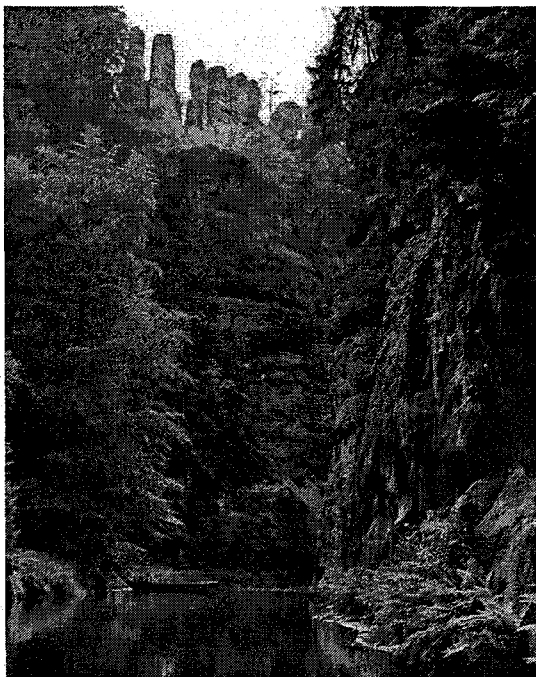


Рис. 5.8. Каньон горной реки Каменка на севере Чехии (фото Н.М. Химиной)

Стадия зрелости. Постепенно по мере выработки профиля равновесия устанавливается динамическое равновесие между глубиной эрозией и аккумуляцией, дно находится на постоянном уровне, преобладает боковая эрозия, река меандрирует, происходит смещение перекатов и плесов, меандр вниз по течению реки. Склоны долины выполаживаются, вершины водораздела скругляются, общая высота водосборного бассейна уменьшается, формируется плоскодонная ящикообразная форма долины с хорошо развитой поймой (рис. 5.9).



Рис. 5.9. Река Волхов у г. Великий Новгород (фото Н.М. Химина)

Стадия старости. Уклоны речной долины соответствуют профилю равновесия. Транспортная и эрозионная деятельность потока мала. Происходит заполнение долины наносами, поступающими с берегов, и зарастание склонов.

Речные террасы

Формирование речной долины происходит под влиянием большого числа факторов, в том числе и тех, которые приводят к изменению базиса эрозии. Причины изменения базиса эрозии — это колебания уровня Мирового океана (оледенения) и колебательные движения земной коры. Если в течение некоторой стадии

развития речной системы базис эрозии повышается, то продольный профиль реки выполаживается, долина заполняется более поздними отложениями, и бывшая пойма оказывается под ними.

Если базис эрозии понижается или поднимаются верховья реки, то интенсифицируется глубинная эрозия, опять образуется V-образная или U-образная долины, врезанные в пойму, затем опять формируется профиль равновесия, и река за счет боковой эрозии расширяет долину. От прежней поймы остаются полосы, тянущиеся вдоль вновь возникшей поймы на более высоких отметках, имеющие горизонтальное положение. Это террасы, под которыми, в отличие от геоморфологического толкования террасы как площадки в рельефе, понимают объемное геологическое тело. Поэтому террасы, показанные на рис. 5.10, типизируются по их геологическому строению.

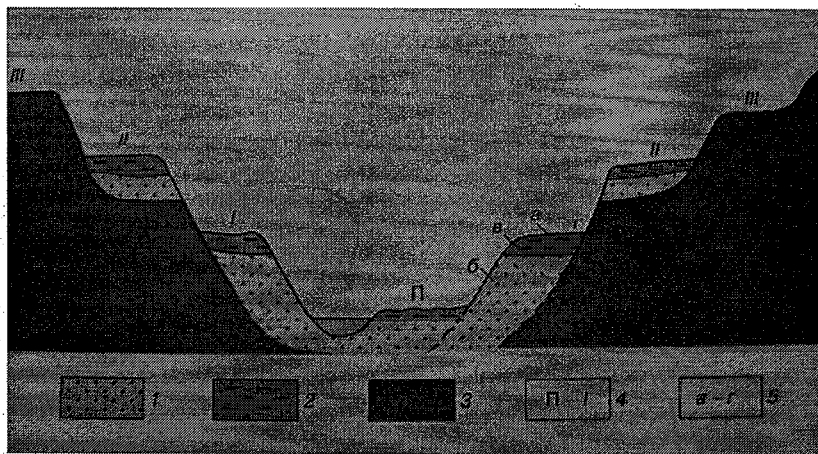


Рис. 5.10. Схема строения речной долины [Макарова, 2000].

- 1 – русловой аллювий; 2 – пойменный аллювий; 3 – коренные породы;
 4 – формы рельефа (пойма – II, терраса, ее номер и тип: I – аккумулятивная, II – цокольная, III – эрозивная); 5 – элементы строения террас:
 а – площадка, б – уступ, в – бровка, г – тыловой шов

Аккумулятивные (террасы накопления) – сложены аллювиальными отложениями. Мощность аллювия больше высоты террасы.

Эрозивные. – образуются при врезании реки в коренные породы, типичны для верхних течений рек. На площадках может располагаться только очень тонкий слой аллювия.

Цокольные (смешанные) – мощность аллювия меньше высоты террасы, т. е. в основании лежат коренные породы, а на площадках – аллювий.

Структурные – река прорезает отложения различной твердости.

Террасы раскрывают историю развития речных долин. Каждая указывает на перемену тектонических условий развития долин или изменение климатических условий. Счет террас ведут от реки снизу вверх. Первая от реки терраса – пойменная, сложена современными аллювиальными отложениями. Иногда на реках выделяются низкая и высокая поймы. Следующую террасу называют первой надпойменной, второй и т.д.; самая высокая терраса оказывается самой древней и показывает высоту, на которой когда-то находилась пойма реки.

Механическая и химическая денудация

Склоновые воды, стекающие по поверхности водосборного бассейна и попадающие в реки, разрушая горные породы, переносят в русло реки обломки горных пород и растворенные химические соединения – это *поверхностная денудация* (механическая и химическая). Интенсивность этих процессов можно оценить по стоку взвешенных наносов (механическая денудация), который рассчитывается по измеренным значениям мутности реки (ρ , кг/м³), и по минерализации (химическая денудация) паводковой воды (M , кг/м³). Имея значения годового объема водного стока реки (W , м³/год), и среднегодовые значения ρ , рассчитывают величину твердого стока. Ионный сток (сток растворенных веществ) с поверхности водосбора оценивают по данным об объемах и минерализации весеннего половодья и дождевых паводков. Для оценки полного размера химической денудации не только с поверхности, но и из толщи пород водосборного бассейна, используют данные об объемах и минерализации реки в меженные периоды, когда питание рек, в основном, осуществляется подземными водами. Рассчитанный таким образом суммарный твердый сток рек мира оценивается величиной $14 \cdot 10^9$ т/год, ионный сток – $(1,5-2,0) \cdot 10^9$ т/год [Страхов, 1960].

Для рек, формирующихся в различных геологических и геоморфологических условиях, соотношение между механической и

химической денудацией различно. Сравнение их между собой нагляднее проводить по таким величинам, как показатели ионного и твердого стока, которые определяются делением соответствующих характеристик ионного и твердого стока на площадь водосбора реки. Для равнинных рек характерно преобладание химической денудации (интенсивность от 10 до 30 т/км²), интенсивность механической денудации для этих рек колеблется от 5 т/км² (реки Нева, Луга) до 15 т/год (Северная Двина, Дон). На реках, начинающихся с гор или крупных возвышенностей, преобладает механическая денудация (от 20 т/км² – Печора, Амур до 120 т/км² – Юкон, Кура, Кубань). Химическая денудация находится в пределах 20–30 т/км². Горные реки характеризуются интенсивностью механической денудации, достигающей 300–600 т/км²; химической – 200 т/км². Механическая денудация, связанная с деятельностью человека, достигает в настоящее время 10 % от природной.

Основные выводы. Поверхностные воды осуществляют многообразную работу, приводящую к разрушению горных пород, переносу продуктов разрушения и их аккумуляции. Результатами этой работы являются образование оврагов, речных долин, формирование делювиальных и аллювиальных отложений. Историю формирования речных долин помогает восстановить изучение террас. Образование каждой террасы связано или с понижением базиса эрозии, или с колебательными движениями земной коры: восходящими в верховьях и нисходящими в среднем и нижнем течениях.

Контрольные вопросы

1. Как развиваются овраги?
2. Дайте определение основных видов эрозии, протекающих в руслах рек.
3. что такое базис эрозии?
4. Что такое продольный профиль равновесия реки и как он формируется?
5. От чего зависит интенсивность различных видов эрозии, протекающих в речном русле?
6. Что такое речная терраса? Почему в долинах рек образуются террасы?
7. В каких условиях образуются меандры? Виды меандр.
8. Как образуются аллювиальные отложения? Чем русловой аллювий отличается от пойменного, современный от древнего?
9. Формы речных долин? Условия образования различных типов долин.
10. Как определяется интенсивность механической и химической денудации?

Глава 6

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЕР И БОЛОТ

Озеро – внутренний водоем суши со стоячей или слабопроточной водой в замкнутой котловине без двусторонней связи с океаном. Озера – это водные объекты с замедленным водообменом. С этой особенностью связаны их режим, вертикальная и горизонтальная температурная и химическая неоднородности, отложение в котловине твердого материала и солей, характер биоценозов. Озера занимают около 2 % площади суши. Их суммарная площадь составляет 2,7 млн км². Размеры водной поверхности варьируют от нескольких десятых долей квадратных километров до десятков и сотен тысяч (оз. Байкал – $31,5 \cdot 10^3$ км², Каспийское озеро-море – $395 \cdot 10^3$ км²). Глубина колеблется от десятых долей метра (оз. Эльтон – 0,8 м) до нескольких сотен метров (оз. Танганьика – 1435 м, оз. Байкал – 1741 м). Озера встречаются на различных гипсометрических отметках. Мертвое море (Аравийский полуостров) лежит ниже уровня Мирового океана на 395 м, Каспийское – на 28 м. Самое высокогорное озеро из крупных озер – Титикака (Анды). Это озеро находится на высоте 3812 м, его площадь составляет 8 тыс. км². Озеро Байкал лежит на высоте 456 м. Объем воды в этом озере составляет пятую часть мировых запасов пресной воды. Известны озера на Тибете, которые находятся на высоте более 5000 м. Высокогорное Скадарское озеро, которое находится в горном районе на границе Албании и Черногории, показано на рис. 6.1.

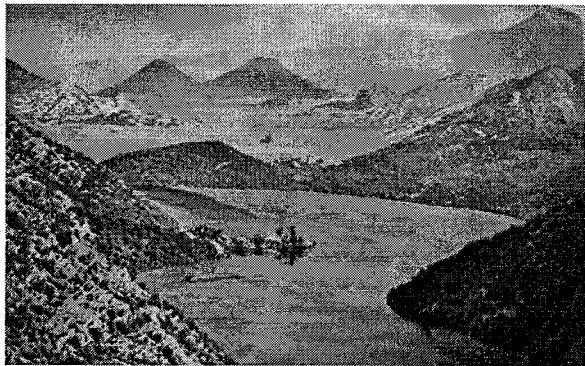


Рис. 6.1. Скадарское озеро [Кай Карри-Линдл, 1981]

6.1. Происхождение и типы озерных впадин

Распределение озер по поверхности Земли неравномерно. Для образования озер необходимо наличие котловин и источников питания, т.е. озерность определяется двумя основными факторами: увлажненностью и рельефом.

Котловины озер имеют различное происхождение. Самые глубокие и крупные озера находятся в тектонических котловинах (сбросовых – оз. Байкал, мульдовых – Ладожское озеро). Северный озерный пояс Северного полушария связан с зоной высокого увлажнения и последним покровным оледенением. Большая часть озерных котловин появилась здесь 8–25 тыс. лет назад при отступании ледников. Так, за счет ледниковой эрозии образовалась котловина оз. Селигер, многие озера Скандинавии. Среди морено-равнинного рельефа возникли котловины озер Ильмень, Белое, Псковско-Чудское и др. К этому же поясу относятся и крупные озера, имеющие тектонические котловины (Великие Американские озера). Ледниковое происхождение имеет самое глубокое озеро Шотландии – Лох-Несс глубиной до 300 м (рис. 6.2).



Рис. 6.2. Озеро Лох-Несс (фото Н.М. Химиной)

Южный озерный пояс находится в зоне недостаточного увлажнения (Каспийское, Аральское, Большие Чаны, Кулундинское, Эльтон). Озера здесь формируются за счет притока воды с высоких гор (Аральское озеро-море) или из зоны избыточного увлажнения (Каспийское озеро-море).

Котловины могут иметь вулканическое происхождение (кратерные, рис. 6.3; кальдерные, лавово-плотинные, фумарольные, гейзерные).

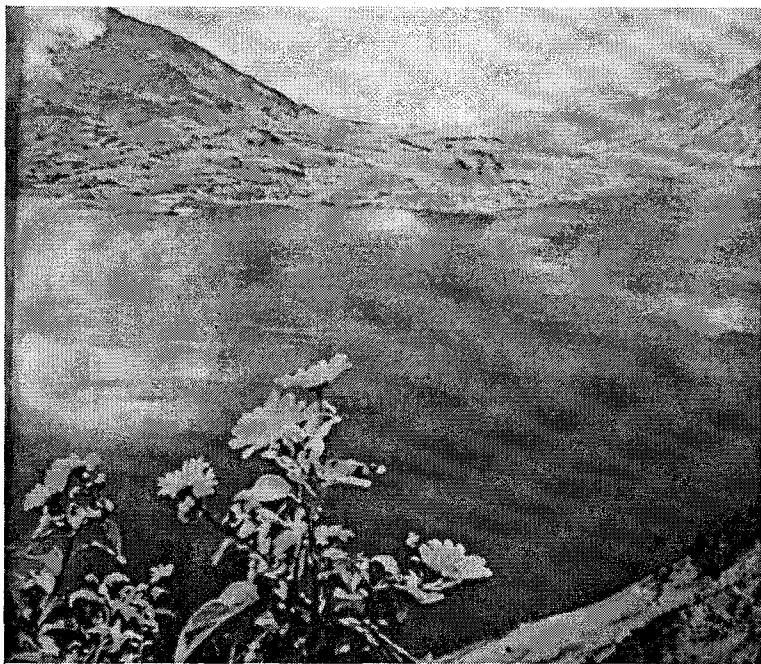


Рис. 6.3. Озеро Атитлан в Гватемале расположено в кратере глубиной 3000 м [Дорст, 1977]

В долинах рек и по берегам морей котловины могут иметь водно-эрозионное и водно-аккумулятивное происхождение (старицы, лиманы, лагуны). На коралловых островах и на болотах котловины имеют биогенное происхождение (атолловый и биогенно-плотинный типы). Известны метеоритные озера, котловины которых возникли в результате удара о землю или взрыва крупного метеорита.

6.2. Геологические процессы в озерах

Разрушительная работа озерных вод связана с течениями, ветровыми и приливными волнами. Она аналогична работе моря, но проявляется значительно слабее.

Абразионная работа (лимноабразия) зависит от состава пород, слагающих склоны озерной котловины. Так, на северо-западе Онежского озера на поверхность выходят кристаллические породы, образующие мысы, где преобладают процессы разрушения. На юге и юго-востоке берега озера сложены песчаниками и глинами. Здесь выработаны бухты, в которых абразионная деятельность сводится к перетиранию и размельчению обломочного материала пляжей. На рис. 6.4 показан берег о. Валаам в Ладожском озере, сложенный магматическими породами, которые подвергаются воздействию лимноабразии.

Созидательная работа – *осадконакопление* – сводится к образованию осадков – механических (терригенных), хемогенных и органогенных. Она определяется водным и термическим режимами озер, размерами, особенностями рельефа берегов и озерной котловины, климатом.

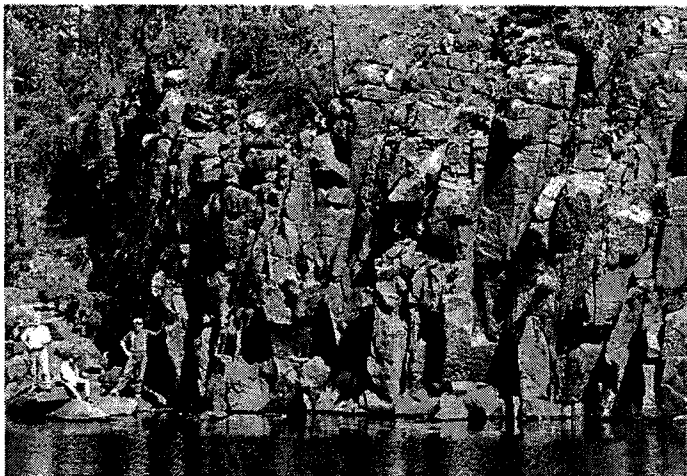


Рис. 6.4. Берег о. Валаам (фото Т.И. Прокофьевой)

Механические осадки – галька, гравий, песок, ил. Формируются эти осадки за счет продуктов разрушения берегов озер и прив-

носом с речным стоком. Горные реки приносят гравийно-галечниковый материал, равнинные – песчано-илистый. Принесенный материал сгружается в устьях, дельтах рек и собственно в озерах. За 10–15 тыс. лет озера (особенно в горах) могут исчезнуть. Крупность обломков меняется по направлению от берега к центральной части котловины: грубообломочный материал, гравий, песок, илы. Так, например, в оз. Байкал до глубины 100 м встречаются валуны, галька и гравий, а глубже – песок и илы. В Каспийском море уже с глубины 15–20 м идут илы, на оз. Балхаш – с 3-х м – ил.

Органогенные отложения в озерах представлены известняками-ракушечниками, диатомовым илом и его продуктом – диатомитом.

Хемогенные отложения проточных озер – это обычно примеси к механическим осадкам. В оз. Байкал в песчаных отложениях встречаются железисто-марганцевые конкреции, на больших глубинах илы, содержащие железо, марганец, фосфор. На мелководье при отмирании растительности (камыш, осока, водоросли) с участием сапрофитов (бактерий) образуется сапропель – смесь минерального и органического ила. Если воды рек, впадающих в озера, обогащены органическими кислотами и солями железа, то на дне озера на глубинах от 1 до 10 м отлагается железная руда (бобовая руда – $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). В северных озерах Европы и Северной Америки бобовая руда содержит оксиды марганца и фосфора.

Бессточные озера в степных и полупустынных районах характеризуются повышенной минерализацией. Осадки солоноватых озер (Балхаш) – это пески, ил, оолитовые известняки, алевролиты, мергелистые илы.

В соленых озерах отлагаются хемогенные осадки: хлориды (Баскунчак), сульфаты (Кучук), карбонаты (оз. Ван в Турции). Водная масса этих озер содержит такое количество солей, что при понижении температуры происходит их садка, т.е. соли выпадают в осадок (каменная соль, калийная соль, мирабилит, сода и пр.) и на дне озер образуются корневые залежи солей.

На рис. 6.5 показано оз. Баскунчак – уникальное творение природы и крупнейшее месторождение соли, расположенное в Ахтубинском районе Астраханской области. Общая площадь озера – 110 км². Баскунчак представляет собой своеобразное углубление

на вершине соляной горы, уходящей основанием на тысячи метров в глубь земли и прикрытой толщей осадочных пород. Питание водоема происходит главным образом за счет подземных вод. Многочисленные ключи впадают в озеро по его северо-западному берегу, принося в течение суток более 2,5 тыс. т солей.

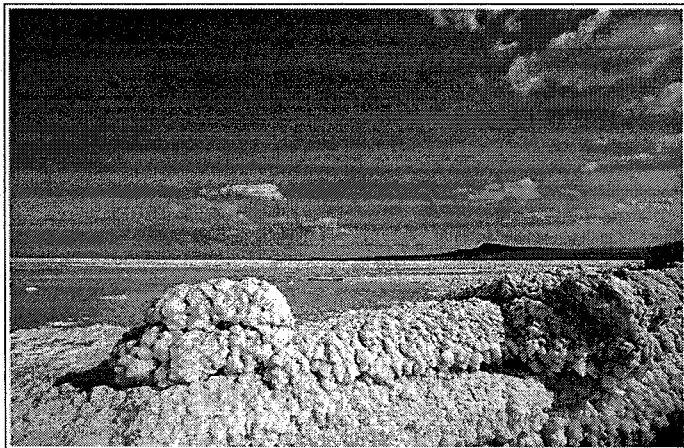


Рис. 6.5. Окрестности соленого озера Баскунчак ([www. photo.orthodoxy.ru](http://www.photo.orthodoxy.ru))

Не менее интересным природным объектом является сульфатное оз. Кучук, которое находится в степной зоне Алтайского края (рис. 6.6).

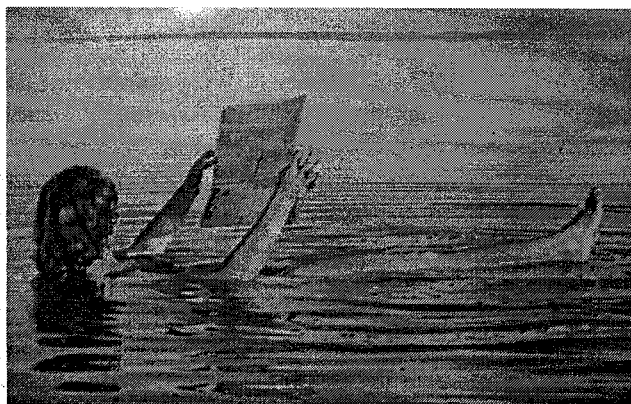


Рис. 6.6. Сульфатное озеро Кучук (Алтайский край).
Концентрация рапы около 300 г/дм^3 (фото Т.И. Прокофьевой)

Добыча мирабилита (сульфат натрия) из оз. Кучук осуществляется путем закачки рапы в самосадочный бассейн, которая осуществляется в теплый период года. Зимой при понижении температуры сульфат натрия выпадает в осадок, и его грузят на платформы с помощью экскаваторов (рис. 6.7).



Рис. 6.7. Добыча мирабилита из оз. Кучук (*kuchuksulfat.portabl2b.ru*)

6.3. Болота

Болота – избыточно увлажненные участки земной поверхности с застойным или слабопроточным характером увлажнения, занятые специфической растительностью, при отмирании которой образуется торф и сапрпель (органно-минеральные отложения). Условно к болотам относят участки суши, где толщина торфа превышает 0,30 см (корни основной массы растений не достигают подстилающего минерального грунта).

Болота возникают путем заболачивания водоемов или суши в районах, где избыточное увлажнение, а сток замедленный, затрудненный. Главнейшая черта болотообразования – накопление органических отложений – торфа. Необходимо, чтобы образование новой органической массы было больше ее разложения.

По характеру питания, виду растительности и формы поверхности выделяют:

– *верховые болота*; эти болота развиты на широких плоских водоразделах, сложенных с поверхности слабопроницаемыми породами в условиях влажного климата; питание – атмосферные осадки; поверхность выпуклая; это олиготрофные болота, вода бедна минеральными солями, особая растительность – сфагнум, кукушкин лен, которые требуют мало минеральных солей (рис. 6.8);

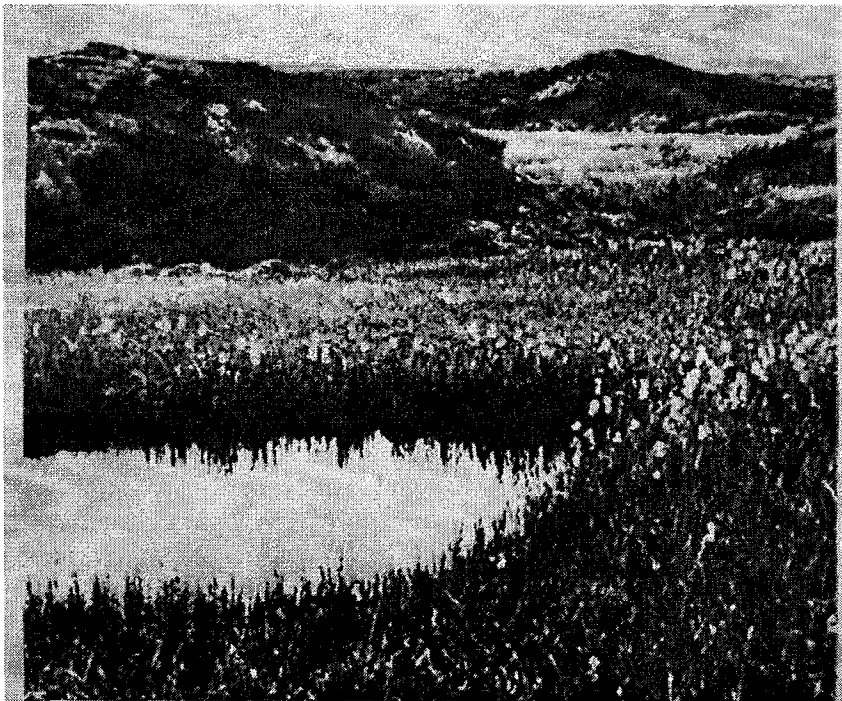


Рис. 6.8. Верховое болото на крайнем севере Лапландии [Кай Карри-Линдал, 1981]. На заднем плане торфяные бугры, созданные морозным вспучиванием

– *низинные болота* расположены в понижениях рельефа на месте бывших озер, в поймах рек (рис. 6.9); питание – атмосферные осадки, речные, озерные и грунтовые воды; поверхность плоская, это – евтрофные болота, растительность – камыш, осока, ольха, береза; развиваются как в сухом, так и во влажном климате в поймах крупных рек;

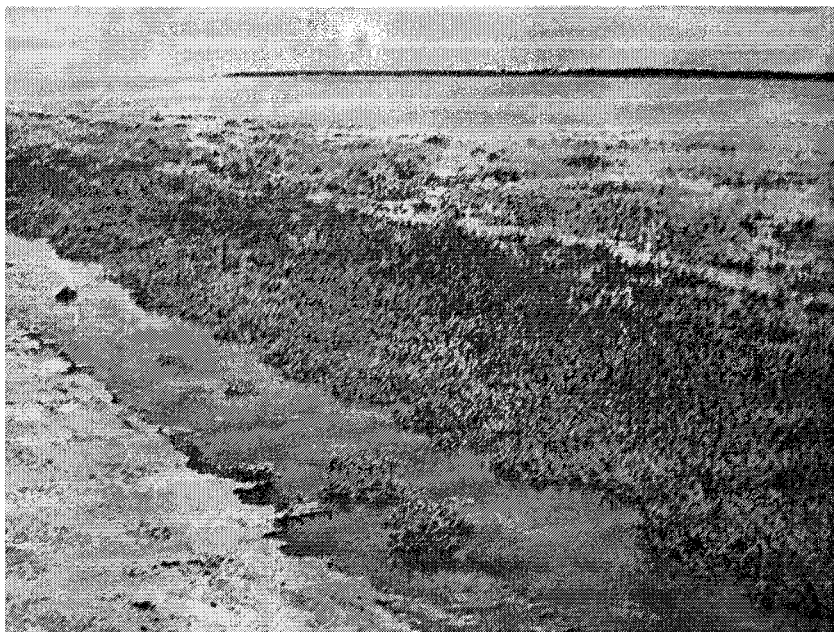


Рис. 6.9. Заболоченная пойма р. Гвадалquivира (Испания) вблизи места его впадения в Кадисский залив Атлантического океана [Кай Карри-Линдал, 1981]

– *приморские болота* распространены на морских побережьях с влажным климатом; питаются в основном атмосферными осадками; для приморских болот тропиков и субтропиков характерна древесная мангровая растительность, корневая система которой приспособлена к длительному пребыванию под водой.

Площадь болот в России составляет почти 10 % от площади территории страны. Суммарная площадь болот на Земле – 1,75 млн км² (50 % – в Азии, 20 % – в Европе, 18 % – в Америке).

Географическое распределение болот связано с соотношением тепла и влаги. Чем больше сумма осадков и меньше испарение, тем больше заболоченность.

Основная геологическая роль болот сводится к образованию торфа. Торф – это органогенная порода, состоящая из растительных остатков и углерода (до 59 %). Углерод же, в свою очередь образуется из растительных остатков, подвергнувшихся частично разложению при затрудненном доступе кислорода (рис. 6.10 и

6.11). Основная часть угольных месторождений – это бывшие болота, сформировавшиеся на низменных побережьях и в литоральной области морей тропической и субтропической зон.

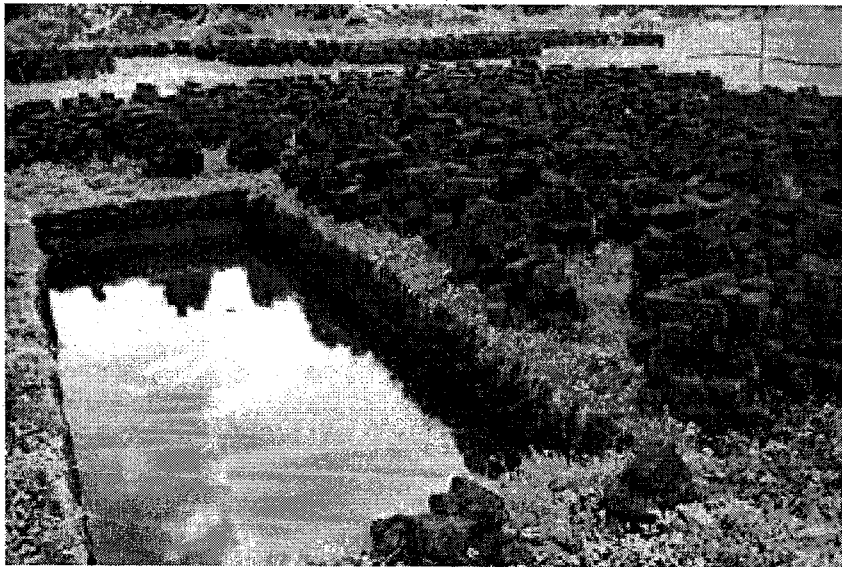


Рис. 6.10. Технология добычи торфа (www.agromania.ru)

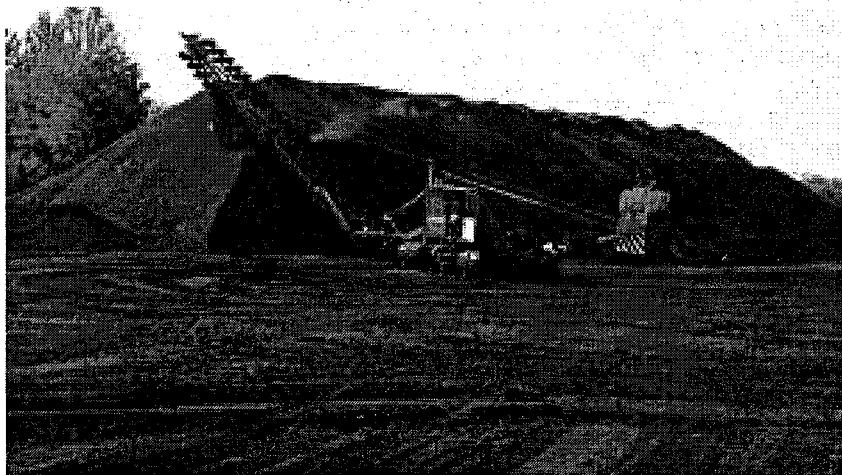


Рис. 6.11. Заготовка торфа в Вятской области (фото «Вяткторф»)

В нормальном состоянии торф содержит до 90 % воды. Содержание минеральных частиц может колебаться от 2 до 20 % сухой массы. Минеральные частицы определяют зольность торфа. Наименьшей зольностью обладает торф верховых болот (2–4 %). В торфе низинных болот зольность возрастает до 20 %.

Кроме торфа, в болотах формируются хемогенные осадки. В низинных болотах, в которые поступают подземные воды, обогащенные карбонатами, накапливаются слои известняка. Часто в болотах встречаются своеобразные болотные железные руды, представленные обычно сидеритом (FeCO_3), имеющие оолитовую структуру. При выветривании сидерит переходит в лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Если закисная среда сохраняется долгое время вместе с сидеритом, в торфяниках и вмещающих глинах образуется минерал вивианит ($(\text{Fe}_3\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

С течением времени под воздействием давления отлагающихся поверх слоев торфа толщ горных пород и под влиянием повышенной температуры торф преобразуется в бурые угли, которые в процессе диагенеза (преобразования) превращаются в каменный уголь и антрацит. При этом увеличивается содержание свободного углерода (до 95 % в антраците).

Основные выводы. Факторами, определяющими озерность территории, является ее общая увлажненность и наличие котловин, которые могут иметь различное происхождение (экзогенное и эндогенное). Геологические процессы, происходящие в озерах, можно свести к абразионной работе и осадконакоплению. Среди осадочных пород, формирующихся в озерах, могут присутствовать как обломочные породы, так и органогенные и хемогенные. Болота образуются на месте водоемов или пониженных участков суши в условиях избыточного поступления воды и слабого ее оттока. Главное геологическое значение болот – накопление торфа.

Контрольные вопросы

1. Существует ли климатическая зональность в распределении озер?
2. Типизация болот по условиям питания.
3. Какие осадки накапливаются в озерах?
4. Что такое торф и как он образуется?

Глава 7

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫХ ПОТОКОВ

Ледники – это естественные массы кристаллического льда, перекрытые уплотненным снегом – фирном.

Из всех объектов суши ледники занимают наибольшую площадь – 16 млн км². Это 10,7 % от площади суши.

Для образования ледников необходимо сочетание низких отрицательных температур с большим количеством твердых атмосферных осадков. Такое сочетание характерно для высоких широт (приполярные и полярные области) и высокогорий. Та высота, на которой годовой приход твердых атмосферных осадков равен годовому расходу, носит название снеговая граница (линия) (это граница нулевого баланса). Ниже этой границы снега выпадает меньше, чем тает, выше – наоборот – снега выпадает больше, чем тает. В качестве этой линии принимают летнее положение нижнего края снежников. (Снежниками называют скопления снега и льда, которые сохраняются дольше обычного снежного покрова или в течение всего года). Высота снеговой границы определяется климатом, орографией, саморазвитием льда. Чем ниже температура и больше осадки, тем благоприятнее условия для накопления снега и оледенения, тем ниже снеговая линия. В Северном полушарии только на северо-востоке Гренландии (82° с.ш.) снеговая линия находится на уровне моря, в Южном – уже между 60 и 70° ю.ш.

Для накопления снега необходимо наличие вогнутых и плоских поверхностей, где снег накапливается сотни, тысячи лет. В теплый сезон поверхностный слой оттаивает, а ночью при замерзании оплавленные снежинки превращаются в зерна. Часть талой воды стекает, что также вызывает оплавление снежинок и превращение в зерна – агрегаты кристаллов. Эти явления плюс уплотнение за счет давления ведут к превращению рыхлого снега в фирн – зернистый снег (1 м³ снега весит 85 кг, фирна – 600 кг). Затем те же процессы превращают фирн в белый фирновый лед, а затем – в голубой глетчерный лед (плотностью 0,909 т/м³). В условиях Антарктиды при толщине снега 50 м за 200 лет снег превращается в лед.

7.1. Типы ледников

Все известные ледники разделяют на горные и покровные, или ледниковые щиты (98,5 %).

Среди *горных* преобладают долинные, приуроченные к долинам, развитым на склонах горных сооружений. На периферии горных систем ледники более мелкие, разнообразные в зависимости от рельефа: каровые, кратерные, звездообразные. Для долинных ледников область питания и стока хорошо выражены. Чем обильнее питание, тем длиннее язык. Питание происходит за счет твердых атмосферных осадков и снежных обвалов, горной изморози. Основная особенность ледников – их движение, которое происходит благодаря пластичности льда. Долинные ледники двигаются по уклону. Скорость зависит от величины уклона, массы льда, времени суток. К концу дня скорость уменьшается, на восходе – увеличивается. Средняя часть двигается быстрее окраинных, нижняя, состоящая из глетчерного льда, – быстрее, чем верхняя фирновая. Скорость варьирует от нескольких сантиметров до первых метров в сутки.

Выделяют *простые* ледники и *сложные*. Первые характеризуются обособленными друг от друга языками, имеют одну область питания и одну область стока. Таковыми являются, например, ледники Уральских гор, длина которых не превышает 1 км. Сложные ледники состоят из нескольких ледниковых потоков, выходящих из разных областей питания, но сливающихся в одной долине. Примером такого ледника является ледник Федченко (Памир). Его длина 75 км, ширина 4 км, толщина в центральной части 1 км. Ледник принимает около 20 ледниковых притоков (рис. 7.1).

Покровные (материковые) ледники имеют пологовыпуклую форму, не зависящую от рельефа (рис. 7.2). Отличаются большой мощностью. Они развиты в полярных странах: в Арктике оледенение развито на островах (Баффинова Земля, Шпицберген, Новая Земля, Земля Франца Иосифа). Льдом покрыто 80 % площади Гренландии. Общая площадь оледенения в полярных областях Северного полушария – 2 млн км². Основная масса льда сосредоточена в Антарктиде. Площадь антарктического ледяного покрова – 14 млн км². Средняя толщина льда – 2000 м, максимальная – 4335 м.



Рис. 7.1. Ледник Федченко (www.pushkino.org)

Таяние льда происходит во время полярного дня. Процесс этот медленный из-за высокого альbedo поверхности ледника. Движение происходит независимо от рельефа подстилающей поверхности: от центра во все стороны (радиальный сток). Движение заканчивается на суше или в море, при этом образуются айсберги. Высота надводной части айсберга 80–200 м, это 1/6–1/7 общей его высоты. Скорость движения ледников Гренландии 10–40 м/сутки.

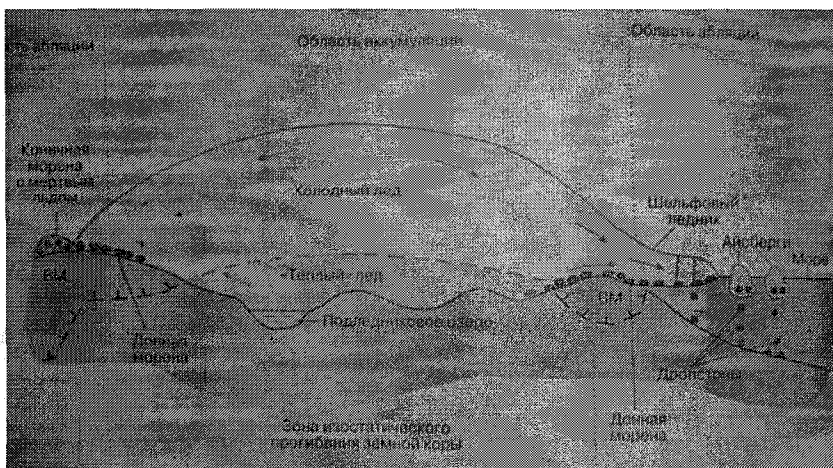


Рис. 7.2. Схема покровного ледника (ледникового щита), спускающегося в море [Романовский, 1993]. ВМ – «вечная мерзлота», абляции – уменьшение массы ледника путем таяния, испарения и механического разрушения, дропстоны – обломки горных пород, вытаскиваемые из айсбергов

7.2. Геологическая деятельность льда

При движении ледники разрушают горные породы, по которым они перемещаются. Это явление называется *экарация* (выпахивание). Движущийся лед переносит обломочный материал, образующийся в результате этого процесса, а также осыпавшиеся со склонов продукты выветривания и принесенные ветром на поверхность льда мелкие частицы. При стаивании льда обломочный материал откладывается. Талые воды образуют потоки и приледниковые озерные водоемы. В результате разрушительной и транспортной работы ледника возникают характерные водно-ледниковые породы и формы рельефа. Современные ледниковые геологические процессы хорошо изучены в горных ледниках. В покровных ледниках Гренландии и Антарктиды они проявляются лишь в краевых частях. О масштабах геологической деятельности покровных ледников судят по следам, оставленным на Земле, прежде всего грандиозными четвертичными оледенениями, которые хорошо сохранились в Европе и Северной Америке. Самый последний ледниковый период – позднелейстоценовый (примерно от 80 до 10 тыс. лет назад) оставил следы в рельефе, отложениях, дина-

мическом и термическом состояниях земной коры регионов, где это оледенение было развито.

Разрушительная работа. В горных областях льды, движущиеся по долинам рек, выпахивают, сглаживают и изменяют их формы. Образуются *троги*, которые имеют вогнутое дно, плавно переходящее в более или менее крутые склоны (корытообразные долины). На склонах, обращенных в сторону влагонесущих ветров, часто встречаются крутостенные кары, похожие на дупла (рис. 7.3).

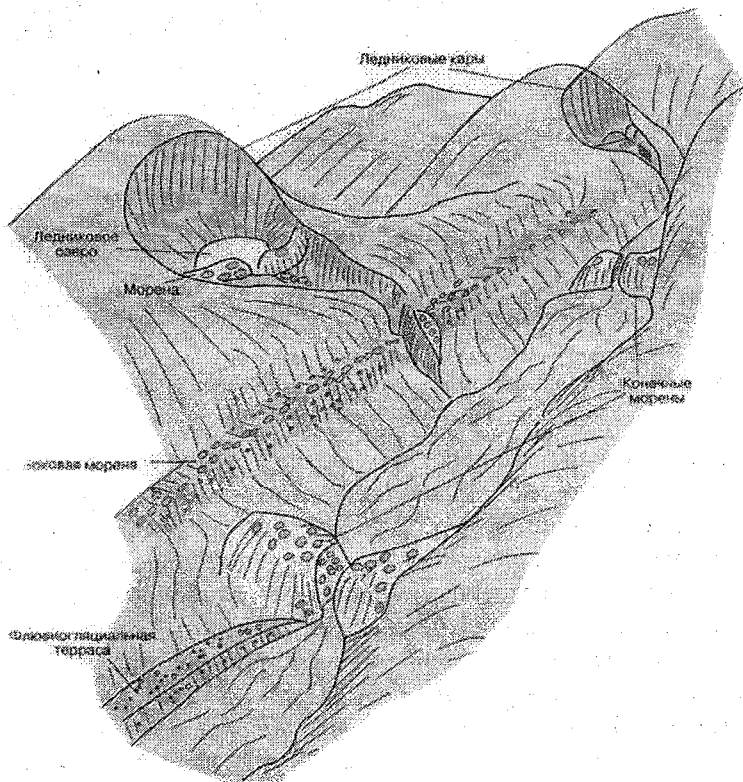


Рис. 7.3. Кары и троговые долины горных ледников [Романовский, 1993]

Захваченные льдом обломки шлифуют, истирают, царапают поверхность горных пород (рис. 7.4). Встречающиеся на пути скалы шлифуются и округляются, образуются *бараны лбы* и *штрихованные валуны*. Движущийся ледник создает на поверхности кри-

сталлических горных пород сглаженные асимметричные выступы и углубления, которые называются *курчавыми скалами*.

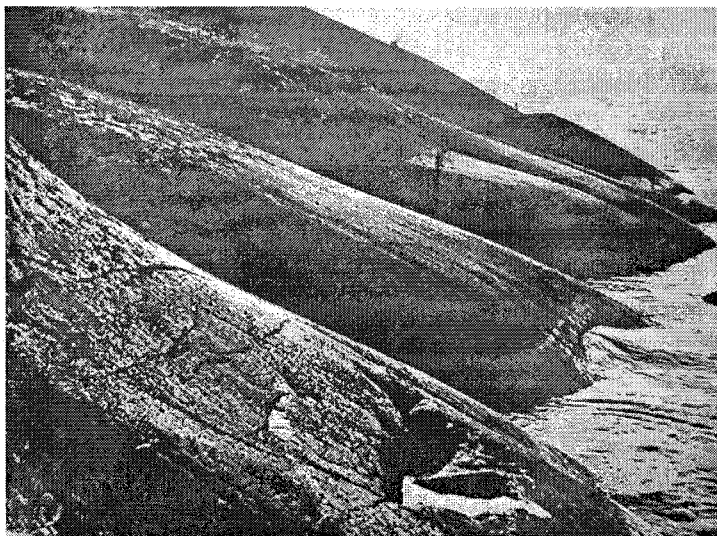


Рис. 7.4. Гранитные скалы на одном из архипелагов Балтийского моря (возраст около 1 млрд лет), обтесанные льдами во время ледникового периода [Кай Карри-Линдал, 1981]

В процессе перемещения и экзарации ледники оказывают воздействие на коренные породы подледного ложа. При этом возникают их деформации, результатом которых являются разрывы, изгибы и смятие слоев в складки, которые носят общее название *гляциодислокации*. Характерным примером гляциодислокаций являются крупные глыбы коренных пород, сорванные со своего основания и перенесенные ледниками на различные расстояния. Это так называемые *отторженцы*.

Транспортная и аккумулятивная работа. Рыхлый обломочный материал разрушенных горных пород, переносимый и (или) отложенный льдом, называется *мореной*. В состав морены входят обломки самых разных размеров: от крупных глыб и валунов до щебня, дресвы, песка и глины. Среди перемещаемых морен в зависимости от положения в толще льда выделяют *поверхностные, внутренние и донные* (нижние), среди отложенных — *основные и конечные*.

Основной мореной называют весь материал, выпавший из толщи льда и покрывающий поверхность его прежнего ложа, независимо от того, переносился он в виде донной, внутренней или поверхностной морены. Основная морена складывается в основном неслоистыми валунными глинами и суглинками, реже супесями. На равнинах Европы разбросано множество глыб и валунов магматических пород (рис. 7.5). Они были принесены ледниками во время четвертичного оледенения из Скандинавии – центра оледенения, откуда перемещались огромные массы льда.

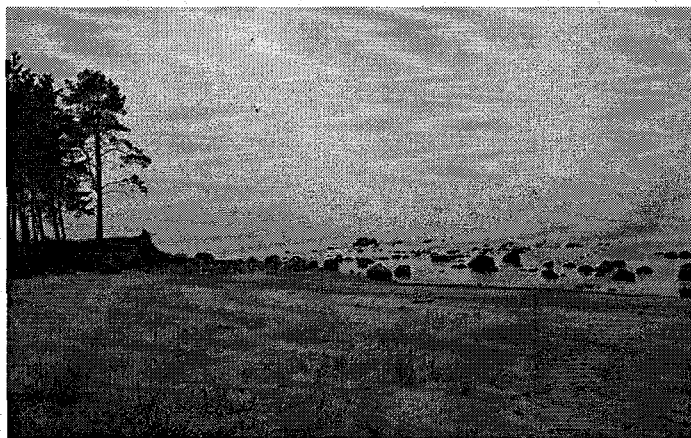


Рис. 7.5. Берег Финского залива у г. Соснового Бора, на пляже лежат валуны магматических пород, принесенные ледником из Скандинавии
(фото Т.И. Прокофьевой)

С основными моренами четвертичных оледенений связаны различные формы *холмисто-западного* и *холмисто-увалистого* рельефа. Западины обычно заболочены или заняты озерами. Особой формой моренного рельефа, связанной с отложениями основной морены, являются *друмлины* – крупные продолговатые овальные холмы (высота до 50 м, ширина – 100–200 м, длина – 1–1,5 км), известные в Ленинградской области, в Эстонии, Латвии.

С отложениями преимущественно основной морены связано образование Соловецкого архипелага в Белом море – этого удивительного памятника природы. Ледник, заполнявший впадину Белого моря, двигался от Скандинавского центра оледенения, что определило петрографический состав морены. В составе морены

преобладают гнейсы, кварциты, сланцы, диабазы и граниты. Острова были сформированы отложениями ледника, как во время его движения, так и во время остановок. Причем морена отлагалась преимущественно на возвышенных участках дна Белого моря, т.е. фундамент Соловецких островов испытал опускание несколько меньшее по сравнению с другими участками дна. В четвертичное время весь район Белого моря, а с ним и Соловецкие острова, оказывались под неоднократным воздействием оледенения, поэтому коренные породы погребены под мощным покровом четвертичных отложений. На рис. 7.6 показан вид на один из островов Соловецкого архипелага – Большой Заяцкий.



Рис. 7.6. Большой Заяцкий остров – отложения основной морены
(фото Н.М. Химиной)

С отложениями морены связано наличие большого количества озер на самом крупном острове архипелага – Большом Соловецком. Остров имеет площадь примерно 160 км^2 , а озер насчитывается более пятисот.

Конечная морена образуется на переднем краю ледника при наступлении динамического равновесия между образованием льда и его таянием. В рельефе – это валы и гряды, опоясывающие конец ледника и сложенные принесенным льдом моренным материалом. В областях древних материковых оледенений конечные морены могут быть цепями крупных холмов с высотой до 50–100 м. В длину они достигают десятков, а местами – сотен километров (напри-

мер, Рижская и Клинско-Дмитровская гряды в северной части Восточно-Европейской равнины).

В горных ледниках конечные морены формируются поперек троговой долины и образуют валы, повторяющие очертания конца ледникового языка. Местами конечные морены подпруживают реки и образуют озера.

Основные отличия морен от других континентальных отложений – это несортированность и отсутствие слоистости. Мощность современной морены мала – от 2 до 35 м. Протерозойские и палеозойские морены имеют мощность от десятков до нескольких сотен метров. Морены протерозоя – метаморфизованы, палеозоя – сцементированы, кайнозоя – рыхлые.

7.3. Водно-ледниковые отложения

При таянии ледника образуются водные потоки, в результате работы которых формируются особые водно-ледниковые отложения и формы рельефа.

Талые ледниковые воды сортируют и переоткладывают моренный материал на всем пути своего движения, образуя так называемые флювиогляциальные (водно-ледниковые) отложения. С водно-ледниковыми отложениями связано образование холмообразных, извилистых гряд, вытянутых в направлении движения ледника, расположенных рядами. Высота гряд достигает 50 м, ширина – 50–200 м, длина – до нескольких десятков километров. Подобные формы рельефа называют *озы* (рис. 7.7). Озы сложены сортированными обломками: от галечников в нижней части разреза до песков и суглинков – в верхней. Озы образуются при последовательном отступании ледника и формировании нескольких конусов выноса обломочного материала. В результате слияния этих конусов в непрерывную цепочку образуется сплошная (или с небольшими перерывами) озовая гряда. Озы встречаются в Финляндии, Швеции, Белоруссии, Эстонии, Латвии, Литве. На рис. 7.7 показана крупная озовая гряда на территории Карелии.

У края ледника при его таянии образуются холмы с крутыми склонами и выположенными вершинами, сложенные горизонтально слоистым материалом, обработанным водой. Это *камь*. Они образуются на месте поверхностных и приледниковых озер.

В нижней части разреза камы сложены песчаным, в верхней – грубообломочным материалом. Местами в камах встречаются так называемые ленточные глины, которые представляют собой чередование тонкопесчаных и илистых слоев (песчаные откладывались в летнее время, илистые – зимой). За год откладывалось от 0,5 до 1,5 мм материала. Мощность ленточных глин может достигать нескольких десятков метров. Высота камовых холмов достигает 20 м. Камовый рельеф характерен, например, для Карелии.



Рис. 7.7. Озы в Карелии (www.kspu.karelia.ru)

Наибольшая в России по площади водно-ледниковая гряда находится в Приозерском районе Ленинградской области. В 1996 г. этот памятник природы с живописными формами рельефа, богатой гидрологической сетью, разнообразной растительностью, редкими видами растений и животных постановлением правительства Ленинградской области был переведен в категорию «Государственный природный комплекс, заказник регионального значения Гряда Вярмянселькя». Гряда протянулась вдоль южного края Привуоксинской низины с востока на запад почти на 50 км при ширине 2–2,5 км. С юга к гряде примыкает сильно развитая система озер с многочисленными ручьями и протоками. Гряда приурочена к уступу дочетвертичного рельефа, разделяющего Привуоксинскую депрессию и Котовское плато, и представляет собой камово-озовый комплекс, сложенный песчаным и песчано-гравий-

ным материалом, с бессточными котловинами глубиной до 35 м и диаметром до 400–500 м. Максимальные высоты достигают 80 м. В пределах гряды имеется единственное на Северо-Западе России обнажение голубовато-серых песчаников гдовского горизонта.

Водно-ледниковые отложения впереди края ледника образуют обширные поля, расположенные перед внешним валом конечных морен. Они отличаются дифференциацией обломочного материала. Более грубые осадки (галечники, гравий) сменяются песчаными и песчано-глинистыми отложениями – это *зандровые* поля. От морен отличаются хорошей сортированностью и косою слоистостью. Примерами зандровых полей, сформировавшихся в межледниковые эпохи в четвертичном периоде, являются Мещерское, Припятское и Вятское полесье, участки Западно-Сибирской низменности. В современную эпоху зандровые поля образуются перед ледниками Исландии и на Аляске.

Основные выводы. Площадь современного материкового и горного оледенения составляет более 16 млн км². Движение ледников происходит благодаря такому свойству льда, как пластичность. Горные ледники движутся в соответствии с уклоном поверхности, покровные – от центральных частей к периферии. При движении ледников происходит экзарация горных пород ложа, перенос обломочного материала и его аккумуляция. Своеобразными формами ледникового рельефа являются трюги, бараньи лбы, курчавые скалы. Рыхлый обломочный материал, перенесенный и отложенный ледником, называется мореной. Для моренных отложений характерны несортированность и отсутствие слоистости. При таянии ледников образуются водно-ледниковые отложения (флювиогляциальные пески, ленточные глины) и своеобразные формы водно-ледникового рельефа (озы, камы, зандровые поля).

Контрольные вопросы

1. Как и в каких условиях образуются горные ледники?
2. В каких условиях формируются покровные ледники?
3. Что такое моренные отложения и какие существуют типы морен?
4. В чем состоит основное отличие морен от других типов континентальных отложений?
5. Что собой представляют ледниковые формы рельефа: озы, камы, зандровые поля, бараньи лбы?

Глава 8

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В КРИОЛИТОЗОНЕ

Зону распространения многолетнемерзлых пород (ММП) называют зоной «вечной мерзлоты», мерзлой зоной литосферы или *криолитозоной*. Она находится в пределах областей холодного и умеренно холодного резко континентального климата. Верхний слой грунта, подвергающийся периодическому промерзанию и оттаиванию, называется *деятельным* слоем. Под ним в криолитозоне располагаются многолетнемерзлые породы. В России они занимают около 60 % площади ее территории. Это север Европейской части России, Западной и Средней Сибири, Северо-Восток России, Дальний Восток. Южная граница криолитозоны проводится там, где среднегодовая температура горных пород составляет 0 °С. Средняя мощность слоя многолетнемерзлых пород в зоне их сплошного распространения достигает 700–900 м, местами – до 1200–1500 м.

Начало формирования многолетней криолитозоны на севере Евразии и в Северной Америке происходило приблизительно 2–2,5 млн лет назад, а продолжительность непрерывного существования на Северо-Востоке России – 600–800 тыс. лет. Современный характер криолитозоны обусловлен историей её развития в плиоцен-четвертичное время, региональными зональными и высотно-поясными условиями. Наибольшего распространения по площади и максимальной мощности криолитозона достигла в позднем плейстоцене (40–10 тыс. лет назад). В голоценовый оптимум (8,5–4,5 тыс. лет назад) площадь её сократилась за счёт полного или частичного оттаивания ММП с юга (возникли реликтовые многолетнемерзлые толщи – ММТ) и с севера вследствие трансгрессии моря (образовалась шельфовая криолитозона). В период позднеголоценового похолодания (4,5–2 тыс. лет назад) граница распространения ММП сместилась на юг. Образовались ММП мощностью до 100–200 м. Мощность криолитозоны на платформах в одинаковых зональных условиях увеличивается от молодых геоструктур, сложенных слаболигифицированными отложениями с высокой влажностью и большими тепловыми потоками из недр,

к структурам древним, сложенным изверженными, метаморфическими или сильно литифицированными осадочными породами с низкой влажностью (или насыщенными солёными водами), для которых характерны малые потоки геотермического тепла. Мощность криолитозоны часто сокращена над выступами кристаллического фундамента (при глубине его залегания до 1000 м) и в ядрах антиклинальных структур по сравнению с их крыльями и синклиналильными структурами высоких порядков (рис. 8.1). На рис. 8.2 приведена карта распространения «вечной мерзлоты» (ВМ) в Северном полушарии.

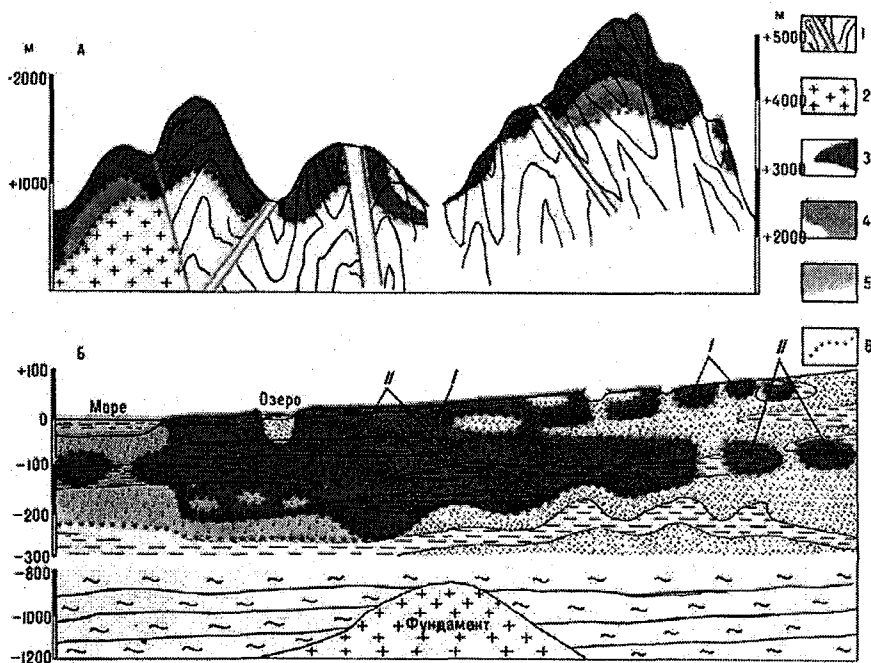


Рис. 8.1. Строение криолитозоны в горно-складчатых областях (А) и на платформах (Б) [Романовский 1983].

I – плейстоценовые мерзлые толщи; *II* – голоценовые мерзлые толщи;

1 – сложно-дислоцированные и разбитые разломами терригенные и вулканические породы; *2* – изверженные и метаморфические породы;

3 – многолетнемерзлые породы; *4* – морозные породы; *5* – охлажденные породы (содержат соленые воды); *б* – границы распространения



Рис. 8.2. Схематическая карта распространения «вечной мерзлоты» (BM) в Северном полушарии [Романовский, 2000]

8.1. Подземные льды и подмерзлотные воды криолитозоны

Подземными льдами называют все виды льда в мерзлых породах, независимо от их образования, массы, условий залегания. Мерзлотоведы выделяют погребенный лед, повторно-жильный, инъекционный и конституционный.

Погребенный лед образуется при захоронении снежников и подземных льдов. *Повторно-жильный лед* формируется при неоднократном заполнении водой или снегом трещин, которые могут проникать на большие глубины. При внедрении напорных подземных вод в толщу мерзлых пород образуется *инъекционный лед*, а при промерзании влажных дисперсных пород – *конституционный*.

Условия залегания подземных вод в криолитозоне определяется тем, что мерзлые породы являются водоупорными. В криолитозоне выделяют надмерзлотные воды сезонно-талого слоя и несквозных таликов, подземные воды сквозных таликов и подмерзлотные воды. (Таликом называют слой горной породы, имеющий температуру выше 0 °С в течение всего года, окруженный мерзлой толщей).

Надмерзлотные воды сезонно-талого слоя образуются при оттаивания верхней части пород в летне-осеннее время. Они питаются в основном за счет атмосферных осадков. По составу – это пресные гидрокарбонатные воды.

К *надмерзлотным водам несквозных таликов* относятся воды, образующиеся в подозерных, подрусловых и прирусловых таликах, которые существуют благодаря отепляющему воздействию водных объектов. Питание этих вод осуществляется за счет атмосферных осадков и частично – речных вод, поэтому они слабо минерализованы. Наибольшее значение имеют подрусловые воды, которые перемещаются вдоль речных долин, имеют сток в течение всего года, характеризуются большими запасами и играют важную роль в водоснабжении.

Среди *подземных вод сквозных таликов* выделяют инфильтрационные и напорно-фильтрационные. Первые – безнапорные, образуются в результате инфильтрации атмосферных осадков или поступления поверхностных вод по трещинам и карстовым полосам. Вторые – обладают напором, характеризуются восходящим направлением движения.

Подмерзлотные воды располагаются ниже подошвы многолетнемерзлых пород. Они приурочены к различным по составу и проницаемости породам и всегда обладают напором. Глубина залегания этих вод обусловлена мощностью многолетнемерзлых пород. По степени минерализации они могут быть как пресными, так и соленоватыми. Воды с высокой соленостью могут иметь отрицательную температуру.

8.2. Геологические процессы в криолитозоне

Геологические процессы, протекающие в областях распространения многолетнемерзлых пород, связаны с насыщением их надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными подземными водами. Наиболее важными по степени распространения и последствиям являются солифлюкция, пучение и термокарст.

Солифлюкцией называется течение переувлажненного грунта во время сезонного его оттаивания. Такой грунт даже при небольших уклонах местности может растекаться. При сезонном оттаивании замерзших грунтов они сильно переувлажняются тальными и дождевыми водами. При этом утрачиваются структурные связи между частицами. Грунт становится вязко пластичным и в таком состоянии способен медленно перемещаться по склону.

Сезонные промерзания и оттаивания грунтов протекают и вне зоны многолетней мерзлоты, приводя к тем же явлениям в условиях их обводненности и при некотором уклоне поверхности. В горных районах в результате солифлюкационных процессов образуются натечные террасы, курумы и каменные потоки, структурные почвы и нагорные террасы.

Натечные террасы (оплывины) имеют форму небольших языков, площадью от нескольких метров до сотен метров, с крутым обрывом внизу. При сползании слоев пласты сминаются и часто разрываются.

Курумы и каменные потоки (каменные реки, каменные моря) — это скопления остроугольных глыб, имеющих различные размеры (рис. 8.3).

Движения их происходит вниз по склону за счет скольжения по увлажненной и промерзшей щебневой подстилке. Образование обломочного материала курумов связано с морозным выветрива-

нием при периодическом сезонном промерзании и оттаивании совместно с гравитационными процессами. Площадь курумов может достигать нескольких квадратных километров. Такие поля могут служить истоками каменных потоков, которые движутся по склонам, днищам ложбин и оврагов. Подобные формы рельефа встречаются и вне зоны многолетней мерзлоты. Они могут указывать на происшедшие изменения климата.

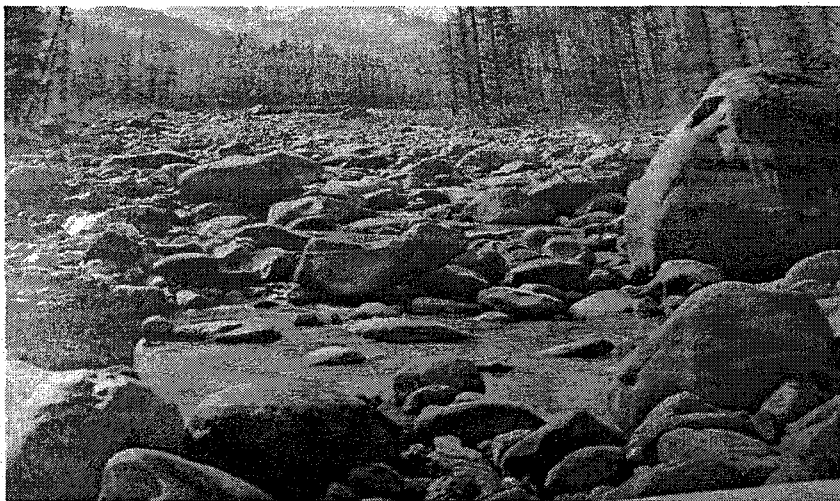


Рис. 8.3. Курумы в Восточном Саяне [Исаченко, 1981]

Нагорные террасы образуются в высокогорных областях на склонах гор. Они возникают на различных уровнях одиночных гор, и это отличает их от речных, озерных и морских террас. Внешне такие террасы представляют собой относительно ровные поверхности, ограниченные уступами.

Специфические формы рельефа образуются на участках *пучения* многолетнемерзлых пород. Сущность процессов пучения сводится к деформации поверхности и последующему ее оседанию. Происходит пучение из-за расширения влажных или насыщенных водой грунтов при замерзании воды. В результате возникают *бугры пучения*.

К буграм пучения относятся *гидролакколиты*, представляющие собой бугры вспучивания грунта, содержащие внутри ледяное

ядро (рис. 8.4). Это так называемые *инъекционные бугры пучения*. Многолетние гидролакколиты могут достигать 10-метровой высоты при диаметре в основании 20 м. Ледяное ядро располагается на глубине 2–2,5 м. На заболоченных участках развиваются торфяные бугры высотой до 3–4 м. Это *миграционные бугры пучения*, которые образуются при ведущей роли миграции влаги к фронту промерзания.

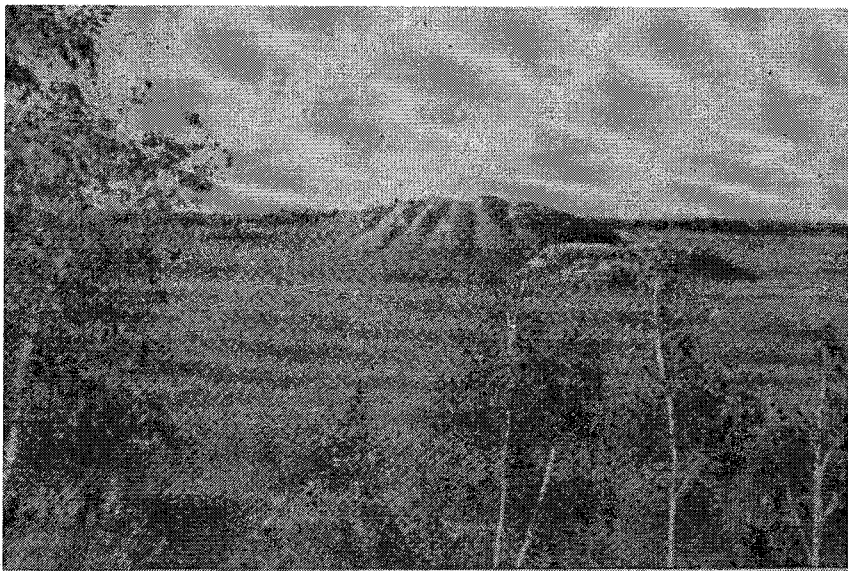


Рис. 8.4. Гидролакколит (булгуннях) [Шукин, 1960]

При прорывах подмерзлотных вод часто формируются *наледы*, особенно на тех участках, где нарушен поверхностный слой земли. К таким участкам относятся дороги (грунтовые и железные), площади под фундаментами зданий и т.п. В ненарушенных условиях причиной образования наледей является сезонное промерзание деятельного слоя и наличие незамерзшей воды между многолетней мерзлотой и уже промерзшей верхней частью слоя. Эта вода, приобретая значительный напор, способствует выпучиванию верхнего замёрзшего слоя и по трещинам прорывается к поверхности земли. Размеры наледей, образующихся при прорыве вод, могут достигать нескольких десятков квадратных километров. Часто они бы-

вают приурочены к зонам разрывных тектонических нарушений, по которым на поверхность поступают подмерзлотные и межмерзлотные воды. Многолетние наледи характерны для полярных и высокогорных районов. Нередко такие наземные многолетние наледи оказываются погребенными под отложениями различного генезиса, в частности, под русловым аллювием, обвальными, осыпными и солифлюкционными отложениями.

Термокарст, наблюдающийся в областях развития многолетнемерзлых пород, возникает в результате вытаивания подземного льда, которое сопровождается проседанием земной поверхности. Для развития термокарста, помимо наличия подземного льда, необходимо, чтобы глубина сезонного или многолетнего протаивания была больше глубины залегания льда. Глубина протаивания зависит от теплового режима грунта, который может меняться как по естественным причинам, так и под влиянием деятельности человека (вырубка леса, распашка земель, прокладка дорог, строительство домов и т.д.). В результате протаивания подземного льда возникают своеобразные, отрицательные формы рельефа: провалы, воронки, ложбины, котловины оседания. Округлые котловины с пологими склонами, образующиеся при вытаивании крупных линз или обширных слоев льда, называют аласами (якутское название). Глубина аласов может колебаться от 8 до 30 м, а ширина достигать нескольких километров. При отсутствии стока воды в котловинах образуются термокарстовые озера. Вода в котловинах, аккумулируя тепло, способствует дальнейшему протаиванию мерзлого грунта, вплоть до образования подоцерных несквозных таликов.

В областях развития многолетнемерзлых пород широко распространены различные *полигональные образования* – пятна-медальоны, каменные кольца, каменные многоугольники.

Пятна-медальоны – это небольшие по площади полигоны глинистых грунтов, окруженные растительностью. Формируются эти пятна из-за образования морозобойных трещин, по которым в летнее время поступает холодная вода из глубины, не дающая возможности развиваться корневой системе травянистой растительности. Трава растет только по краям пятен-медальонов.

Каменные полигоны (кольца, борозды) – плоские или слабо-выпуклые площадки округлой или многоугольной формы, сложенные супесчано-суглинистым материалом, окаймленные каменными бордюрами. Причина их образования – распространение грунтов с разной теплоемкостью. В результате образуются площадки попеременного промерзания и оттаивания рыхлых влажных пород, которые содержат включения каменных обломков. Под валунами, глыбами и слоями горных пород, покрытых с поверхности щебнем, промерзание происходит быстрее, чем на соседних глинистых участках. Под грунтами, замерзшими раньше, возникают ледяные линзы. В летний период линзы оттаивают, на их место с водой затекают глинистые частицы, а валуны и глыбы уже не возвращаются на прежнее место. В результате многократного повторения этого процесса грубообломочный материал полностью выпучивается на поверхность, где и скапливается в виде каменных россыпей.

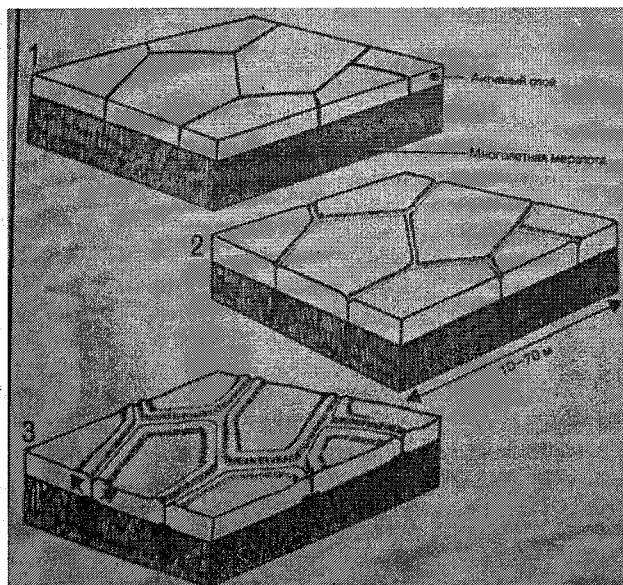


Рис. 8.5. Происхождение и развитие тундровых полигонов [Джеймс, 1981]

Своеобразные полигоны формируются в тундровой зоне под воздействием воды, замерзающей в трещинах грунта. На рис. 8.5

показаны трещины, образующиеся в породе при их сжатии из-за понижения температуры (1). В трещинах, заново открывающихся с каждым зимним морозом, развиваются ледяные клинья (2). Расширяясь, клинья льда выжимают валики грунта по периметру трещин (3). В результате образуются тундровые полигоны, подобные тем, что показаны на рис. 8.6.

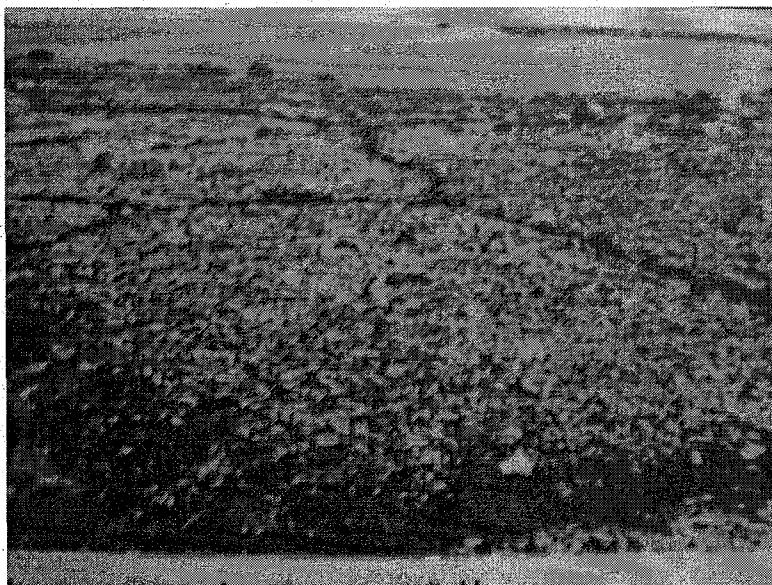


Рис. 8.6. Полигоны в Арктической Канаде [Джеймс, 1981]

Еще один механизм формирования характерного микрорельефа в криолитозоне приведен на рис. 8.7. Каменисто-илистые отложения, разрез которых показан на рис. 8.7 (1), из-за морозного пучения создают характерные бугры (2). Вытолкнутые на поверхность камни скатываются в стороны, образуя каменные круги (3). Выталкивание происходит под влиянием линз льда, избирательно образующихся под обломками, теплопроводность которых выше теплопроводности вмещающего илистого грунта.

Правильная полигональная сеть образуется на ровных поверхностях. На склонах круче $5-10^{\circ}$ под влиянием солифлюкции круги преобразуются в вытянутые вниз по склону каменные полосы или полосы растительности.

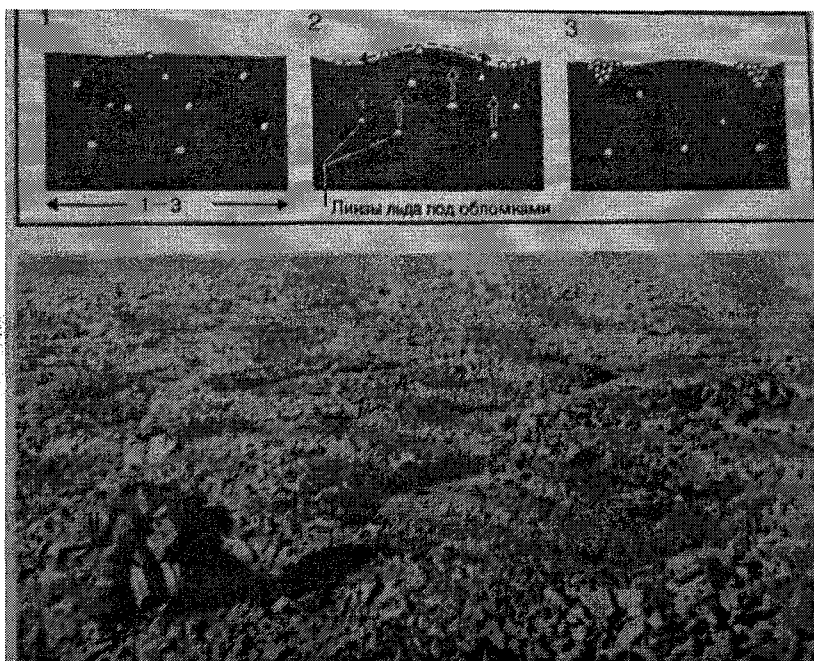


Рис. 8.7. Круги, образованные обломками известняков в Арктической Канаде [Джеймс, 1981]

Многолетнемерзлые породы (ММП) очень чувствительны к любому, даже самому незначительному техногенному нарушению теплового режима. Строительство дорог, нефте- и газопроводов, вырубка леса, даже след от трактора приводят к изменению теплового равновесия, вызывая усиление протаивания и развитие, прежде всего термокарста, бороться с которым весьма непросто. Хозяйственная деятельность в районах ММП должна учитывать особенности инженерно-геологических и гидрогеологических условий территорий, на которых строятся и эксплуатируются промышленные предприятия, объекты жизнеобеспечения населенных пунктов. Безопасное и успешное их функционирование в зоне многолетней мерзлоты возможно при условии проведения систематических наблюдений за тепловым режимом грунтов, за развитием пучения и солифлюкции, которые необходимы для разработки эффективных прогнозных моделей динамики криогенных процессов.

Основные выводы. Площадь многолетнемерзлых пород в России составляет почти 60 %. Средняя мощность криолитозоны составляет 700–900 м, достигая местами 1500 м. Геологические процессы, протекающие в криолитозоне, во многом зависят от типа подземных льдов и условий залегания надмерзлотных и подмерзлотных подземных вод. Наиболее важными по степени распространения и последствиям являются солифлюкция, пучение и термокарст. В горных районах в результате солифлюкции образуются натечные террасы, курумы и каменные потоки, структурные почвы и нагорные террасы. На участках пучения многолетнемерзлых пород образуются бугры пучения (гидролакколиты). Следствием развития термокарста являются своеобразные, отрицательные формы рельефа: провалы, воронки, ложбины, котловины оседания.

Контрольные вопросы

1. Какие типы подземного льда распространены в криолитозоне?
2. Какие типы подземных вод характерны для криолитозоны?
3. Что такое солифлюкция и как она развивается?
4. Как формируются различные бугры пучения?
5. Какие формы рельефа характерны для районов развития термокарста?

Глава 9

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МИРОВОГО ОКЕАНА

Главной частью гидросферы Земли является Мировой океан, занимающий 70,8 % поверхности планеты. Огромная масса воды, сосредоточенная в морях и океанах, находится в постоянном движении, совершая разнообразную, в том числе и геологическую работу. Среди геологических процессов, протекающих в Мировом океане, выделяют:

- разрушение, или абразию, горных пород, слагающих берега;
- перенос и сортировку продуктов разрушения, переносимых с суши;
- накопление, или аккумуляцию, различных осадков.

Целенаправленные исследования Мирового океана, включающие изучение рельефа его дна и осадков, начались в середине XX в. В результате работы морских геологов были получены данные о строении океанического дна, вещественном составе горных пород и осадков, получены сведения о полезных ископаемых, изучены условия накопления современных и древних осадков.

9.1. Разрушительная деятельность моря

В береговой зоне моря выделяют побережье и берег. Побережье – это более или менее широкая полоса суши, примыкающая к морскому берегу; берег – полоса постоянного взаимодействия суши и моря (граница суши и воды). Разрушение берегов прибоем носит название *морской абразии*. Основной удар морской воды во время шторма приходится на крутые берега, сопряженные с большими глубинами. При сильных штормах сила волновых ударов может достигать 40 т/м². Сильные удары прибойных волн могут регистрироваться сейсмическими станциями. Так, например, шторма в Бискайском заливе отмечаются на сейсмографах, установленных во Франции, Германии, Швейцарии. Особенно быстро разрушаются трещиноватые горные породы. Обломки горных пород, оказавшиеся в воде, увеличивают живую силу волны, способствуя разрушению берегов.

В результате постоянного воздействия на берег даже небольших волн в основании склона берега возникает волноприбойная ниша, над которой образуется карниз из нависших пород, который рано или поздно обваливается, и образуется отвесный обрыв, называемый *клифом* (рис. 9.1). Волны захватывают обломки и перераспределяют их вдоль берега. Крупные глыбы постепенно полируются, дробятся волнами до состояния гальки. В результате у подножия склона образуется площадка, сложенная галькой, а берег отодвигается в глубь суши. В процессе длительного разрушения берега на его месте остается слабо наклонная подводная абразионная терраса, или *бенч*. Он состоит или целиком из скальных пород, или местами покрыт тонким слоем продуктов разрушения берега (рис. 9.1).

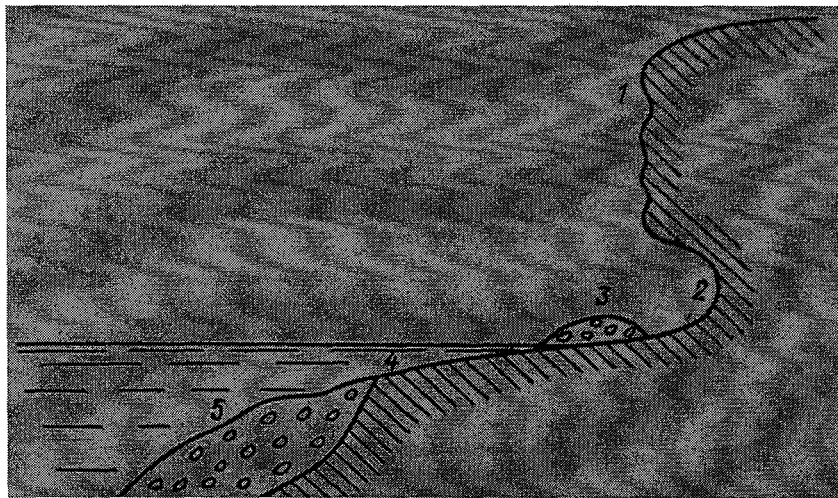


Рис. 9.1. Профиль абразионного берега [Чечкин].

1 – береговой обрыв (клиф); 2 – волноприбойная ниша; 3 – пляж; 4 – подводная абразионная терраса (бенч); 5 – подводная прислоненная аккумулятивная терраса

Между подводной абразионной террасой и береговым обрывом формируется *пляж* – полоса берега, покрытая галькой, гравием или песком. По сути, это часть абразионной террасы, выступающая над водой. В процессе развития берега ширина пляжа увеличивается. Часть обломочного материала пляжа при сильном волнении уносится за пределы абразионной террасы и откладыва-

ется в виде подводной осыпи, с которой начинается формирование подводной аккумулятивной террасы. Берега этого типа называются *абразионными* (рис. 9.1).

Скорость разрушения морских берегов зависит в значительной степени от состава горных пород. Существует тесная связь между степенью устойчивости горных пород и характером берегов. На скорость абразии оказывают влияние также направление распространения волн, их высота, приливные течения, характер пляжа. Так, уменьшение высоты пляжа на каком-то участке независимо от того, произошло это под воздействием природных процессов (например, в периоды сильных штормов) или искусственным путем, приводит к тому, что прилив достигает подножия берегового уступа быстрее, чем на более высоких участках, и остается там дольше. В результате вырабатывается волноприбойная ниша и происходит последующее обрушение берега более быстрое и заметное, чем на участках с более высокой отметкой пляжа.

Своеобразным природным музеем причин и следствий морской абразии являются берега Великобритании. На коротких отрезках берега темпы абразии могут меняться в очень широких пределах: от десятых долей метра в год до нескольких метров в год. На рис. 9.2 показаны живописные останцы меловых пород на южном побережье Великобритании, образовавшиеся на участке абразионного берега.



Рис. 9.2. Южный берег Великобритании в районе г. Пула (фото Н.М. Химиной)

Арки и скалистые утесы на юго-восточном побережье Великобритании (графство Дорсет) сложены сравнительно устойчивыми породами и образовались в результате абразии и отступании берегового уступа (рис. 9.3).



Рис. 9.3. Живописный участок побережья в графстве Дорсет, созданный природой

Необычный остров находится в Северном море в шестидесяти милях к северу от устья р. Эльбы. Это о. Гельголанд, сложенный красноцветными юрскими песчаниками с прослоями аргиллитов (рис. 9.4). В 1072 г. площадь острова составляла около 900 км². В настоящее время его размер не превышает 2 км². В столь быстром разрушении берегов острова, которое происходит на его северном и северо-западном участках, большую роль играют штормовые нагоны, возникающие в основном при главенствующих направлениях штормовых ветров. Понятно, что эти направления – северное и северо-западное. Ветры, дующие вдоль всего Северного моря, разгоняют крутые и частые волны значительной высоты, обладающие особой разрушительной силой. Эти волны уносят материал, слагающий пляжи, уменьшают их высоту, вода достигает берегового уступа, вырабатывает в основании берега волноприбойную нишу, что влечет за собой последующее обрушение не очень прочных песчаников. Для уменьшения абразии либо укрепляют кромку суши, как это видно на рис. 9.4, либо сооружают волноломы, которые, по сути, представляют собой искусственные клифы из прочного материала. Волноломы частично сдерживают абразию, но обходятся настолько дорого, что ими можно защитить лишь часть берега. Следует отметить, что Гельголанд разрушается и сверху из-за сползания плит песчаника по скользкой поверхности аргиллитов.

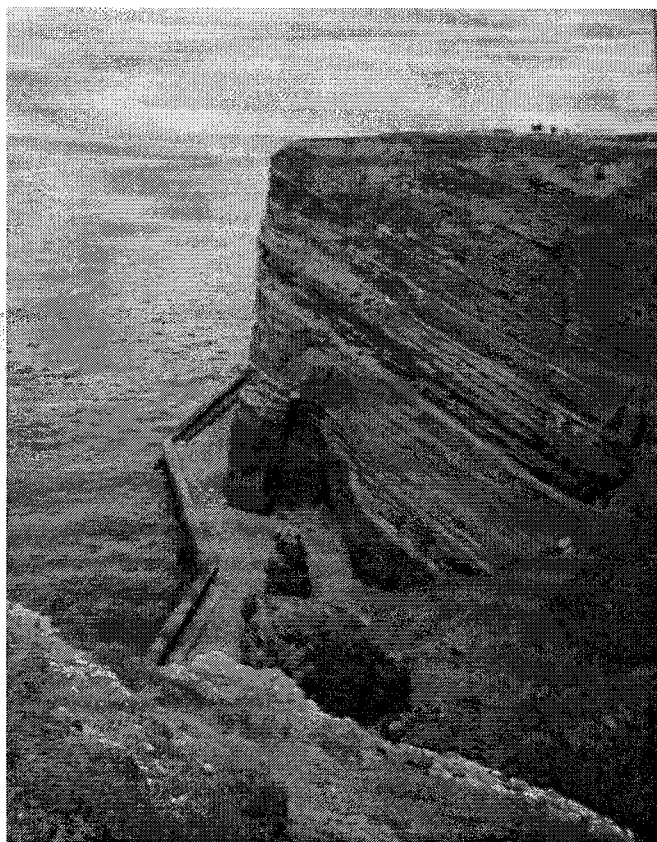


Рис. 9.4. Северо-западный абразионный берег о. Гельгоганда с волноприбойной нишей в 2008 г. (фото Т.И. Прокофьевой)

К абразионным берегам относится *фиордовый* тип, для которого характерны узкие, вытянутые заливы с отвесными скалами. Когда-то эти заливы были ледниковыми долинами. После отступления льдов долины были затоплены из-за повышения уровня Мирового океана. Наибольшее развитие фиордовый тип побережий имеет на Скандинавском (Норвегия) и Кольском (Мурманское побережье) полуостровах. Формированию абразионных берегов способствует длительное или сравнительно быстрое опускание суши, что характерно для многих участков Черного моря, Тихого океана и др.

Абразия не может развиваться беспредельно, если уровень моря остается неизменным. По мере увеличения ширины абразионной террасы и пляжа абразионное воздействие волн на берега уменьшается, так как энергия волн частично теряется на преодоление трения и, в большей степени, на перемещение и переработку обломочного материала. В результате происходит не абразия, а перенос и аккумуляция осадков. Такие берега называют аккумулятивными (рис. 9.5). По В.П. Зенковичу главным фактором, определяющим характер аккумуляции, является наличие в области побережья рыхлых, несцементированных пород при большой интенсивности волновых процессов.

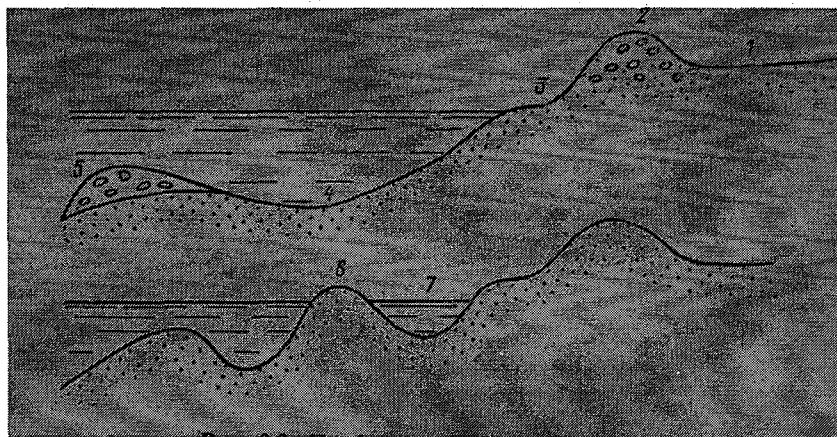


Рис. 9.5. Профиль аккумулятивного берега [Чечкин,].
 1 – надводная аккумулятивная терраса; 2 – береговой вал; 3 – пляж;
 4 – подводная аккумулятивная береговая отмель (терраса)
 с подводными валами (5) и барами (6); 7 – лагуна

В каждом морском бассейне имеются как абразионные, так и аккумулятивные берега. Их соотношение определяет степень расчлененности береговой линии. Когда в береговых обрывах выходят различные по твердости и структурно-текстурным особенностям горные породы, то в результате выборочного разрушения береговая линия становится извилистой, возникают мысы, вдающиеся в море, и бухты, врезающиеся в глубь суши. Примером такого типа береговой линии является Южный берег Крыма от Балаклавы до Феодосии (рис. 9.6).

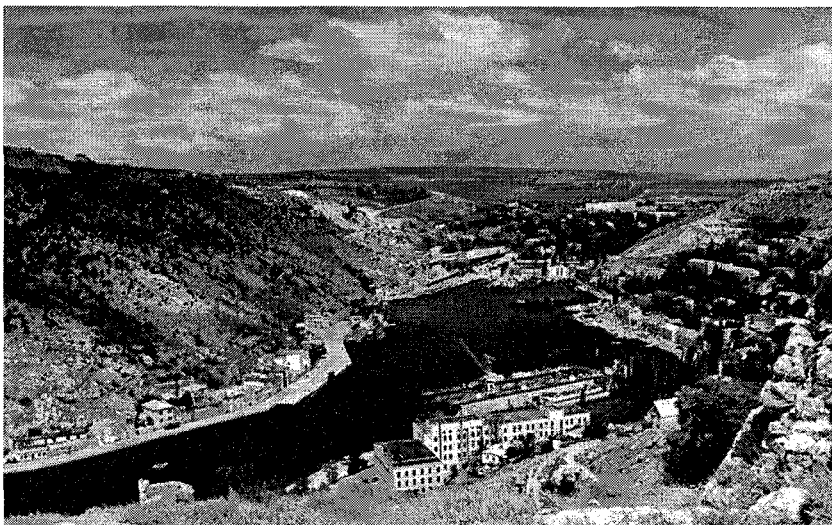


Рис. 9.6. Залив Черного моря в районе Балаклавы (фото Н.М. Химины)

9.2. Перенос и сортировка продуктов разрушения

При формировании аккумулятивных берегов наблюдается два типа перемещений рыхлого материала: поперечный – перпендикулярно линии берега и продольный – параллельно береговой полосе. При поперечном перемещении рыхлого материала волна, идущая к берегу, обладает большей энергией, чем энергия обратного тока воды, вследствие этого крупнообломочный материал, принесенный к берегу, не может возвратиться на старое место. Песчаный же материал возвращается в море, передвигаясь иногда на значительные расстояния. Следствием этого процесса является естественная сортировка обломков: крупных – у берега, песчаных – вдали от берега. В результате поперечного перемещения материала у берега в пределах пляжа может сформироваться *береговой вал*, состоящий из гравийно-галечниковых обломков. Береговые валы иногда достигают значительной высоты – от 1–2 до 5 м. Нередко формируется несколько валов, образующихся в результате намыва волнами разной силы. Наиболее удаленный вал соответствует наибольшему заплеску волн на берег. Ширина берегового вала зависит от направления набегающих волн. При перпендикулярном направлении волн относительно берега формирование вала

происходит наиболее интенсивно. Если волны идут параллельно более или менее прямолинейному берегу, то значительная часть материала перемещается вдоль берега.

При сильно изрезанной береговой линии галька и песок, выносимые с мысов, образуют *косу*, постепенно перегораживающую вход в залив. Коса со временем превращается в *пересыпь*, которая отшнуровывает бухту или залив от открытого моря. Так возникают полуизолированные от моря лагуны или полностью потерявшие связь с морем озера. Примером подобных образований может служить пересыпь, отделяющая залив Кара-Богаз-Гол от Каспийского моря (рис. 9.7):

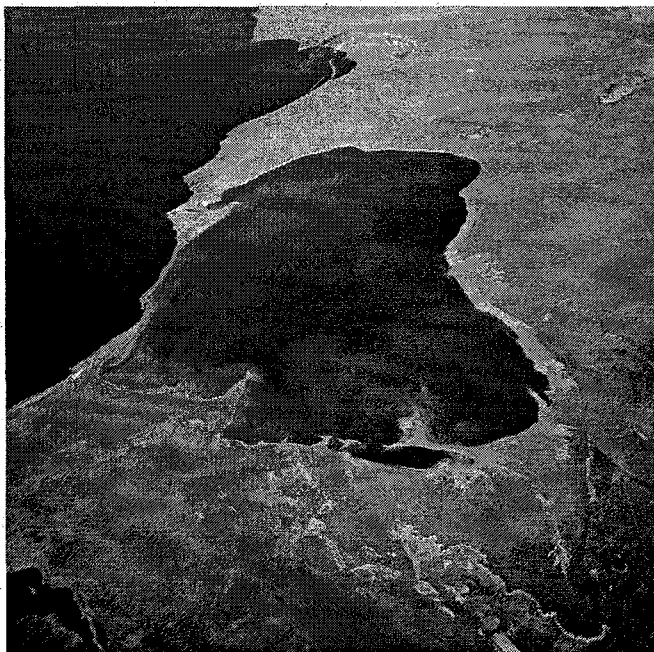


Рис. 9.7. Пересыпь отделяет залив Кара-Богаз-Гол от моря (www.bg-znanie.ru)

Наиболее крупной аккумулятивной формой прибрежного рельефа являются *бары* (рис. 9.8). Они представляют собой длинные песчаные гряды, протягивающиеся параллельно берегу на десятки и сотни километров. Ширина бар достигает 30 км, а высота – первых десятков метров. Самые крупные бары существуют в Мек-

сиқанском заливе, а также вдоль береговой полосы Берингова и Охотского морей. Формируются бары в результате поперечного перемещения донных наносов в сторону берега.



Рис. 9.8. Галечниковый бар, созданный аккумулятивной деятельностью моря в Слэптон-Лей, Девоншир [Боер, 1981]

Своеобразным элементом аккумулятивного берега, непосредственно связанной с береговыми отложениями, являются *солёные марши*. Это илистые отмели, заселенные специфическим сообществом растений, которые образуются в результате осаждения мелких частиц грунта за грядами и барами. Вынос песка ветром с созданных волнами песчаных и галечниковых форм и отложение его наверху образуют *дюны* – еще один живописный элемент аккумулятивного берега.

При передвижении обломочного материала происходит его истирание. У щебня и грубой плохо окатанной гальки отбиваются острые углы, стираются выступающие грани, и галька постепенно принимает округлую форму. Продукты истирания уносятся от берега в глубь моря и осаждаются в зоне больших глубин. Подсчитано (В.П. Зенкович), что в пределах пляжей г. Сочи ежегодно истирается до 20 % массы галек. Это значит, что если бы поступление гальки на пляжи прекратилось, то через 5 лет галечниковые пляжи превратились бы в песчаные.

9.3. Морское и океаническое осадконакопление

Накопление осадков в пределах Мирового океана – один из самых важных геологических процессов. Материал, из которого образуются морские осадки, может иметь разное происхождение. В настоящее время выделяют следующие генетические типы донных осадков Мирового океана:

- терригенные, образовавшиеся за счет разрушения горных пород суши и сноса их в морские водоемы;
- биогенные, или органогенные, возникшие на дне моря в результате накопления остатков морских организмов;
- хемогенные, осаждающиеся непосредственно из морских вод химическим путем;
- вулканогенные, образовавшиеся за счет продуктов извержения надводных и подводных вулканов;
- полигенные – осадки, возникшие в результате совместной деятельности перечисленных выше процессов.

Формирование того или иного типа донных осадков зависит от многих факторов, среди которых выделяются:

- климатические условия;
- глубина и рельеф морских бассейнов;
- гидродинамическая обстановка (волнения, приливно-отливные течения, поверхностные, глубинные и донные течения);
- удаленность от континента или крупных островов;
- вещественный состав поступающего осадочного материала;
- деятельность вулканов.

Терригенные осадки образуются из обломочного материала, который в основном поступает в морские бассейны в результате денудации поверхности суши. Материал для денудации подготавливается процессами выветривания, деятельностью поверхностных и подземных вод, ледников, эоловыми процессами. Наиболее широко терригенные осадки распространены вдоль морских побережий, в пределах шельфа и материкового склона. Встречаются они также и в других районах дна Мирового океана, даже в центральных абиссальных частях.

Терригенные осадки прибрежной полосы, которую называют *литораль*, могут быть весьма разнообразными по размеру и составу. У обрывистых скальных берегов могут накапливаться крупные

глыбы, отчленяемые от берега в результате абразии. На абразионных террасах накапливается галечник. При размыве берегов, сложенных рыхлыми породами, на пляже накапливается песок или гравий.

Терригенные осадки в области шельфа, эту область также называют *неритовой*, представлены песками или илами. Грубообломочный материал встречается редко и не типичен для этой области. Распределение осадков на дне обычно подчиняется основной закономерности – уменьшению крупности зерен по мере удаления от берега. Правда, нередко эта закономерность нарушается в зависимости от рельефа и донных течений. Переход от песков к илам совершается постепенно и происходит на различных глубинах. Так, в Черном море эта граница проходит на глубинах от 25 до 50 м, в океанах опускается до 100–150 м.

На материковом склоне, или *баттальной* области, терригенные осадки характеризуются однородностью. Среди них резко преобладают тонкозернистые осадки – *илы*, имеющие в зависимости от состава различные цвета. Это *синий ил*, окрашенный сернистыми соединениями железа; в нем часто содержатся обломки раковин и скелетов одноклеточных животных – фораминифер и радиолярий. Синий ил выстилает дно континентального склона, заходя также в область океанического ложа до глубины 5000 м. Значительно меньше распространен *красный ил*, окрашенный продуктами латеритного выветривания, вынесенными в море реками. Красный цвет ила связан с оксидами железа. Он встречается у берегов Бразилии, Китая и некоторых других побережий. *Зеленый ил* представляет собой относительно более грубозернистый, песчано-глинистый осадок, зеленый цвет которого связан с присутствием минерала глауконита. Этот ил распространен главным образом в верхней части материкового склона, в редких случаях наблюдался в области шельфа и на глубинах до 4000 м. Вблизи вулканических островов или подводных вулканов встречается *вулканический ил*, отличающийся остроугольной формой зерен и присутствием обломков вулканического стекла.

Мощным динамическим фактором подводного перемещения осадочного материала являются *мутъевые потоки*. Они состоят из разжиженными иловыми осадками, которые двигаются по подвод-

ным долинам и каньонам, прорезывающим материковый склон, тем интенсивнее, чем больше уклоны. Переносимые осадки аккумулируются в форме конусов выноса у подножия материкового склона, где скорости мутьевых потоков уменьшаются. Отложения мутьевых потоков называют *турбидитами*. Они представлены алевритовыми и песчаными илами с характерной градиционной слоистостью, при которой в разрезе пластов наблюдается чередование более крупных частиц внизу (песок) и более тонких (до пелитов) вверху. Турбидиты вытянуты в сторону океана на многие сотни километров. Это абиссальные осадки, или осадки ложа Мирового океана.

Среди терригенных осадков выделяют осадки, образование которых самым непосредственным образом зависит от климата. В приантарктической и частично в северной полярной области накапливаются айсберговые (ледниковые) осадки, а в экваториальной зоне в метях впадения крупных рек происходит накопление тонких глинистых осадков, которые называют лавинными.

Айсберговые (ледниковые) осадки выносятся в океан шельфовыми ледниками и айсбергами. При перемещении и таянии айсбергов обломочный материал, захваченный ледниками, опускается на дно. Характерной особенностью этих осадков является переслаивание тонкого глубоководного материала с прослоями обломков различной крупности: валунов, щебня, дресвы, песков, алевритов. Такие осадки еще называют акваморенами, так как они обладают определенным сходством с моренами. Айсберговые (ледниковые) осадки окаймляют берега Антарктиды почти сплошной полосой, ширина которой изменяется от 300 до 1200 км. Они встречаются в пределах глубокой части шельфа, на материковом склоне вплоть до его подножия.

Ледниковые осадки северной арктической зоны представлены грубообломочным материалом с наличием хорошо окатанных и отполированных галек. Предполагается, что этот материал ледники арктических островов захватывали с морских пляжей, галечниковых берегов и отмелей.

Лавинные осадки экваториальной зоны характеризуются большой мощностью и преобладанием глинистого материала, накопление которого происходит весьма интенсивно. Такие реки, как

Амазонка, Ориноко, Брахмапутра, Ганг, Нигер и другие дренируют регионы с мощной корой выветривания и выносят в океан главным образом пелитовый материал.

Органогенные (биогенные) осадки обязаны своим происхождением деятельностью различных организмов. Глубина океанов, климатические условия определяют развитие той или иной биопродукции. Разнообразные животные и водоросли в процессе жизнедеятельности извлекают из воды различные химические соединения, которые идут на построение скелета. В основном это CaCO_3 , SiO_2 и в меньшей степени — P_2O_5 . Для условий шельфовых областей характерно развитие организмов, строящих скелеты и панцири из карбонатов. Это моллюски, иглокожие, мшанки, кораллы, бентосные фораминиферы, водоросли и др. Шельфовые органогенные карбонатные осадки представлены ракушечниками, органогенными известняками и мергелями, коралловыми рифами и продуктами их разрушения.

Ракушечники представляют собой скопления целых или раздробленных раковин моллюсков и других организмов с твердым карбонатным скелетом. Эти осадки наиболее распространены в пределах шельфа аридных, экваториальных и тропических областей.

Коралловые рифы образуются за счет жизнедеятельности кораллов (рис. 9.9) и водорослей. Они представляют собой мощные накопления коралловых построек на скальных выступах. Коралловые рифы создаются в условиях постоянного опускания дна моря. Для жизни кораллов необходимы: чистая вода, нормальная соленость, температура не ниже 20°C и глубина не более 50 – 70 м. Кораллы надстраивают свои постройки так, чтобы для живущих организмов все время сохранялись указанные условия. По простиранию коралловые постройки прослеживаются на большие расстояния. Большой Барьерный риф тянется вдоль восточного побережья Австралии на 2000 км. Подобные рифовые постройки известны вблизи Антильских островов, в различных районах Индийского океана и т.д.

Среди коралловых рифов различают четыре типа: 1) береговые рифы расположены на скалах у берегов в виде узких прерывистых полос; 2) барьерные рифы приурочены к окраинам шельфа (рис. 9.10), они находятся вдали от берега, где образуют сплошную

зону бурунов; 3) атоллы – это кольцевые рифы, внутри которых располагается лагуна, поперечник атоллов обычно составляет 3–5–7 км; 4) поднятыми рифами могут быть барьерные или атолловые рифы. Примером поднятого рифа может служить полуостров Флорида.

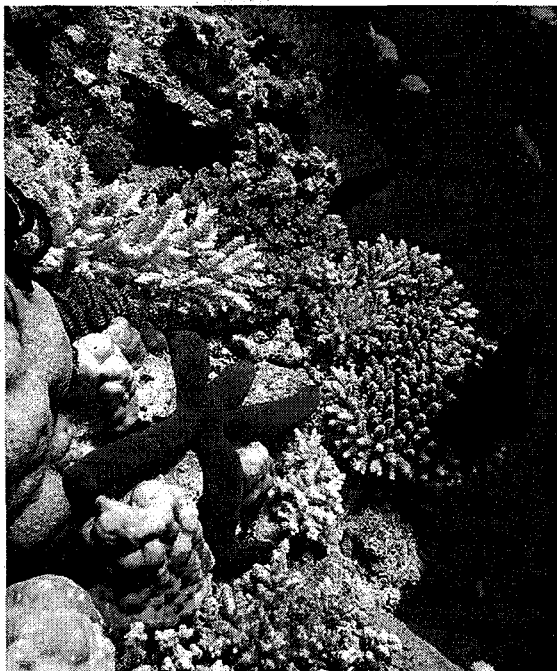


Рис. 9.9. Кораллы Большого Барьерного рифа в Австралии (www.krugosvet.ru)

Рифы и рифоподобные органогенные постройки известны и в ископаемом состоянии. Среди отложений различного возраста, начиная с протерозоя, встречаются рифовые известняки, называемые по слагающим их организмам водорослевыми, археоциатовыми, коралловыми, мшанковыми и т.д.

Наибольшее распространение имеют *планктоногенные осадки*. Планктон – это сообщество мельчайших организмов, пассивно плавающих в воде (бактерии, простейшие, водоросли). По преобладанию тех или иных скелетных образований они подразделяются на фораминиферовые, кокколитофоридовые, птероподовые, диатомовые и радиоляриевые осадки.



Рис. 9.10. Коралловый барьерный риф во Французской Полинезии
(www.krugosvet.ru)

Фораминиферовые осадки состоят из раковин простейших одноклеточных организмов – фораминифер, которые имеют известковый скелет. При отмирании скелеты опускаются на дно, образуя песчано-алевритовые или алевропелитовые карбонатные осадки. Содержание CaCO_3 колеблется в этих осадках от 30 до 99 %. Карбонатное осадконакопление происходит до глубин 4500–4700 м. Глубже в холодных недонасыщенных карбонатом кальция водах океана карбонатные скелеты растворяются и осадки меняются на кремнистые или полигенные.

Кокколитофоридовые осадки образуются за счет скопления пластинок известковых водорослей кокколитофорид, имеющих размеры от 5 до 50 мкм. Чаще встречаются смешанные кокколитофоридово-фораминиферовые осадки с различным соотношением указанных организмов.

Птероподовые осадки состоят из остатков планктонных моллюсков – птеропод, обитающих в теплых, хорошо прогретых, водах океанов в тропических широтах до глубин первых сотен метров. Раковины птеропод состоят из арагонита, который представ-

ляет собой карбонат кальция, но имеет иное кристаллическое строение нежели кальцит.

Диатомовые осадки состоят из кремнистых скелетов диатомовых водорослей (диатомей). Наибольшее распространение диатомей имеют в холодных водах приполярных областей. Диатомовые осадки образуют непрерывный пояс вокруг Антарктиды шириной от 300 до 1200 км. Из-за небольших размеров диатомей и соответственно их скелетов диатомовые осадки представлены обычно алевритопелитовыми и пелитовыми илами.

Радиоляриевые осадки состоят из простейших планктонных организмов – радиолярий, скелеты которых построены из кремнезема (рис. 9.11). Часто радиоляриевые осадки встречаются вместе с диатомовыми. Они образуют отдельные ареалы в Индийском и Тихом океанах, там, где высока продуктивность кремнистого фито- и зоопланктона.

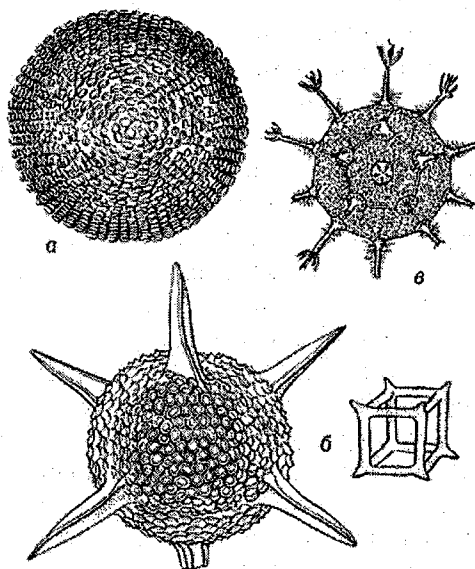


Рис. 9.11. Радиолярии: а – шарообразная, б – кубическая, в – додекаэдрическая
www.cultinfo.ru

Радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые осадки встречаются на дне океанических котловин ниже критической глубины карбонатного осадконакопления. На самых глубоких участках, на

батиальных и абиссальных глубинах органогенные кремнистые осадки чередуются с красными глубоководными глинами, которые относятся к *полигенным осадкам*.

«Красная» глубоководная глина покрывает около 50 % дна Тихого океана, около 35 % дна Атлантического и Индийского океанов. Накопление красной глины происходит за счет эоловой, вулканической и космической пыли, а также терригенного материала, приносимого айсбергами. Часто в ней находят трудно растворимые остатки скелетных частей морских животных (зубов акул, слуховых косточек китов). Скорость осаждения пелитовых частиц красной глубоководной глины составляет всего 0,5–1 мм за столетие.

Хемогенные осадки возникают большей частью в обособленных участках моря – в заливах, лагунах и отчленившихся от моря озерах за счет сильного испарения. При испарении сначала выпадают карбонаты, затем – сульфаты и последними – хлориды.

При небольшой глубине вода прогревается до дна, а при наличии обильной растительности происходит поглощение CO_2 , нарушается карбонатное равновесие, вода перенасыщается CaCO_3 и происходит его осаждение в виде мелких шариков, называемых *оолитами*. Особенно много оолитовых осадков, из которых после цементации образуются оолитовые известняки, на Большой Багамской банке, у берегов Флориды, Каспия, в Аральском и Красном морях и в пределах других мелководных областей аридной зоны.

Выпадение сульфатов и хлоридов наиболее полно изучено в заливе Кара-Богаз-Гол на Каспийском море.

Соленость в заливе более чем в 20 раз выше, чем в Каспийском море. Объясняется это тем, что в залив поступает главным образом морская вода через узкий пролив, соединяющий его с морем. Интенсивное испарение воды приводит к повышению солености. Пресные воды практически не участвуют в питании водоема. В зимний период при понижении температуры на дно Кара-Богаз-Гола выпадает мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$). Вместе с мирабилитом выпадают гипс и карбонаты кальция и магния. При уменьшении поступления воды из Каспия начинает выпадать галит (NaCl) и другие хлориды. На рис. 9.12 показано, как идет транспортировка мирабилита, выпавшего в осадок из рапы Кара-Богаз-Гола.

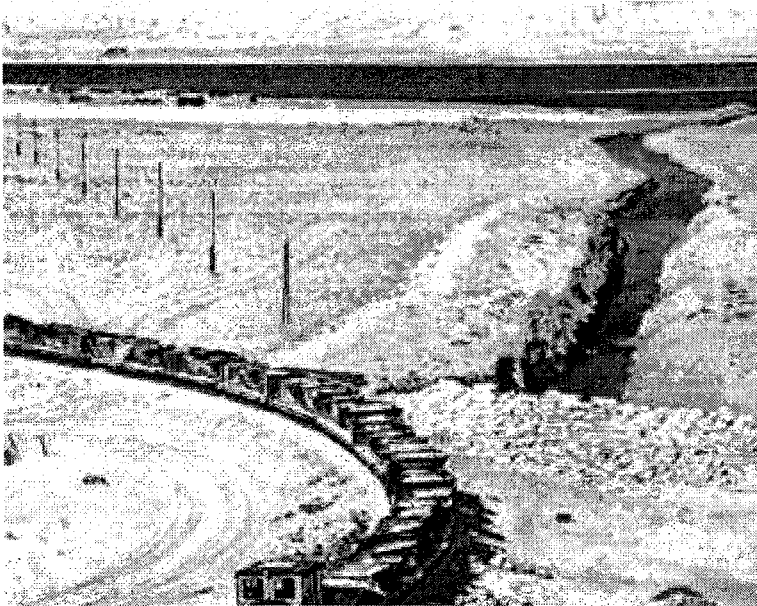


Рис. 9. 12. Транспортировка мирабилита в заливе Кара-Богаз-Гол www.cultinfo.ru

Подобный процесс накопления солей шел и в прошлые геологические эпохи. Во многих районах среди различных по возрасту осадков встречаются отложения солей морского генезиса. Самое крупное в России месторождение калийно-магниевых солей находится в пермских отложениях Западного Приуралья. Озеро Баскунчак своим существованием в качестве месторождения каменной соли обязано соляному куполу, сформировавшемуся в пермский период, с которого соль смывается подземными водами, которые разгружаются в котловину озера.

Кроме отложения солей в морской среде происходит формирование различных минералов, в частности, железо-марганцевых, глауконита и фосфорита.

Железомарганцевые конкреции встречаются как в области шельфа, так и в глубоководных частях Мирового океан, в пределах котловин окраинных и внутренних морей. Они представляют собой образования неправильной формы размером от 2 до 5 см в диаметре. Формирование железомарганцевых конкреций проис-

ходит предположительно за счет стока рек, которые приносят в водоемы гидроксиды железа и марганца в коллоидном состоянии, и деятельности бактерий. Первые находки рудных образцов относятся к 70-м годам XIX в., когда в Карском, Баренцевом морях, затем вблизи Канарских островов были подняты железомарганцевые конкреции. Однако только с 60-х годов прошлого века развернулись планомерные исследования конкреционных полей, когда определился промышленный интерес к этим образованиям. Помимо железа и марганца конкреции содержат кобальт и никель в количестве, превышающем первые проценты. Запасы железомарганцевых конкреций на дне Мирового океана составляют многие сотни миллиардов тонн.

В настоящее время разрабатываются наиболее рациональные технологии их добычи со дна морей и океанов. *Глауконит* представляет собой продукт подводного выветривания алюмосиликатов, в частности, биотита, а также выпадает из морской воды в форме геля из коллоидных растворов, приносимых реками. Глауконит встречается обычно в виде примесей к песчано-алевритовым осадкам и окрашивает последние в зеленый цвет. Наибольший объем глауконитовых песков и илов встречается на шельфе, меньший – в верхней части континентального склона до глубин, не превышающих 100–1000 м.

Фосфориты встречаются в пределах шельфа и прилегающей части континентального склона, где наблюдается подъем глубинных вод, содержащих P_2O_5 . Фосфориты образуются в виде конкреций. Нередко они встречаются вместе с глауконитовыми песками. По А.Е. Ферсману фосфориты образуются в неглубоких заливах, в которых накапливается большое количество органических остатков, содержащих фосфат кальция.

9.4. Преобразование осадков в осадочные породы

Переход осадков в горные породы – длительный и сложный процесс, который носит название *диагенез*. Этот процесс начинается еще в морском бассейне и длится десятки и сотни тысяч лет.

В процессе диагенеза первоначальный осадок подвергается различным химическим изменениям, зависящим от условий среды и степени уплотнения. В окислительной среде происходит окисле-

ние находящихся в осадке закисных соединений, что наиболее заметно отражается на изменении железистых минералов. В восстановительной среде идет обратный процесс. Значительную роль в этих процессах играют бактерии. В одних случаях бактерии разлагают органическое вещество, в результате чего появляется углекислота и сероводород и меняются физико-химические параметры среды. В других – бактерии непосредственно участвуют в окислительных или восстановительных процессах.

В процессе диагенеза осадки обезвоживаются, уплотняются, цементируются, происходит их кристаллизация и перекристаллизация. Эти процессы возникают под давлением вышележащих слоев осадка.

Перекристаллизации подвергаются главным образом однородные мелкозернистые осадки, состоящие из легкорастворимых минералов. Характерным примером такого процесса является образование кристаллических известняков из коралловых рифов. За счет *кристаллизации* уплотненного осадка происходит переход опала в халцедон. Из аморфных гелей возникают кристаллические формы глинистых минералов.

Цементация связана с выпадением в осадок различных химических соединений, связывающих (цементирующих) между собой отдельные зерна осадка. Такими цементирующими веществами являются чаще всего кремнезем (кварц, опал, халцедон), оксиды железа, карбонаты, фосфаты и др. Выпадение цементирующего вещества может происходить одновременно с образованием осадка (т.е. сингенетически) или же в последующей стадии его преобразования (эпигенетически).

Обезвоживание осадка происходит в результате выжимания воды из ниже лежащих пластов в верхние под давлением осадка, накапливающего сверху. При этом происходит также процесс дегидратации минералов, богатых водой, и их перекристаллизация.

Вся совокупность процессов образования осадков (или седиментогенез) и образования осадочных горных пород (или диагенез) называют *литогенезом* (по Н.М. Страхову). К постдиагенетическим процессам, которым подвергаются уже сформированные горные породы, относятся *катагенез, метагенез и гипергенез*.

Процессы катагенеза протекают при прогибании территории, когда осадочные горные породы оказываются погруженными на

значительные глубины, где под воздействием высоких температур и давления происходит их уплотнение. При этом уменьшается пористость породы, кварцевые пески превращаются в кварциты, а глины – в аргиллиты.

Под метазенезом понимают дальнейшие преобразования горных пород, которые протекают при мощности вышележащей осадочной толщи свыше 7–8 км, при температуре 200–300 °С и наличии минерализованных растворов. В таких условиях происходит растворение и перекристаллизация горных пород, взаимодействие с циркулирующими растворами. В результате происходит метасоматоз, когда одни минералы и даже горные породы замещают другие. В стадии метасоматоза образуются глинистые сланцы, кремнистые сланцы, кварцитовидные песчаники.

Под гипергенезом понимают изменения, происходящие в горных породах, которые оказываются на земной поверхности, когда они подвергаются процессам физического, химического и биохимического выветривания.

9.5. Понятие о фациях

Накопление осадка и преобразование его в горную породу происходит в различных условиях. Среди факторов среды накопления можно выделить рельеф водоема и прилегающей суши, температуру воды и приземного слоя атмосферы, глубину и гидродинамику водоема, газовый режим, степень удаленности от континента, особенности жизнедеятельности и распределения организмов. В результате в течение одного и того же периода геологического времени могут формироваться разные по составу и происхождению осадки и соответственно горные породы, которые сохраняют много особенностей, позволяющих восстановить условия их образования. Эти особенности (структура, текстура, минералогический состав, остатки организмов) определяют облик пласта породы, или его *фацию*. Понятие о фациях было введено в геологию швейцарским ученым А. Грессли в 1838 г., который под фацией понимал разновозрастные отложения разного состава и сложения, замещающие друг друга по горизонтали. В настоящее время под фацией понимают комплекс отложений, отличающихся составом и физико-географическими условиями образования от соседних од-

новозрастных отложений. Основным свойством фации является ее сравнительная однородность, обусловленная вполне определенными условиями осадконакопления.

Изучение фаций, или *фациальный анализ*, имеет большое значение при реконструкции физико-географических условий в различные геологические эпохи, т. е. воссоздавать палеогеографию Земли. Фациальный анализ имеет как теоретическое, так и практическое значение, прежде всего при определении перспективных мест для поиска и разведки полезных ископаемых. Среди современных и ископаемых фаций различают три основные категории: *морские, континентальные и переходные.*

Основные выводы. *Интенсивность морской абразии зависит главным образом от состава горных пород, слагающих крутые скалистые берега. В результате ударов волн образуются волноприбойные ниши, а после обрушения берега – отвесные обрывы (клифы). Последовательное отступление берега ведет к формированию подводной абразионной террасы – бенча. На широких мелководьях, где преобладают перенос и аккумуляция осадков, образуются пляжи. Волны, прибрежные и вдольбереговые течения намывают косы, валы и бары.*

Важнейшим геологическим процессом, происходящим в пределах Мирового океана, является осадконакопление. Среди морских осадков выделяют терригенные, хемогенные, органогенные и вулканогенные. В распределении осадков различных генетических типов прослеживаются широтная (климатическая), вертикальная и циркумконтинентальная (меридиональная) зональности. В процессе диагенеза осадки преобразуются в горные породы.

Контрольные вопросы

1. Какие формы прибрежного рельефа образуются при последовательном отступлении берега в сторону суши?
2. Какую роль играют морские организмы в образовании морских осадков?
3. Какие генетические типы осадков накапливаются в морях и океанах?
4. Что такое фация?
5. Что такое диагенез и катагенез?

Глава 10

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

10.1. Тектонические движения и методы их изучения

Тектонические движения есть механические движения участков земной коры под действием внутренних сил Земли, охватывающие большие площади и приводящие к изменению формы залегания пластов горных пород и их деформациям, активизации магматических и метаморфических процессов. Причинами тектонических движений и деформаций являются процессы, происходящие в астеносфере и более глубоких недрах Земли. Изучение структур земной коры и литосферы в целом, их изменений в результате тектонических движений и возникающих деформаций в связи с развитием Земли в целом есть предмет геотектоники, отдельной геологической дисциплины.

В последние десятилетия на основе геотектоники, геофизики, геохимии и ряда других геологических дисциплин возникла новая наука – геодинамика. Областью исследования геодинамики являются не только тектонические процессы, как проявление кинематики перемещений в литосфере, но и процессы сейсмические, магматические и метаморфические, вызывающие эти перемещения и приводящие к изменению строения и состава литосферы. Движущей силой этих процессов и возникающих при этом тектонических движений и деформаций горных пород, является тепловая энергия, поступающая из недр Земли.

Тектонические движения различают по происхождению, т.е. по глубине их зарождения, на поверхностные или верхнекоровые, коровые, мантийные или подкоровые, планетарные. По времени проявления тектонические движения делят на современные, последние 300 лет, когда стали применяться инструментальные методы наблюдений; новейшие или молодые, голоценовая эпоха – последние 10–12 тыс. лет; неотектонические, время от олигоцена до голоцена – последние 40 млн лет. В результате этих движений был сформирован современный рельеф земной поверхности.

Скорость тектонических движений крайне невелика – от долей до первых десятков миллиметров в год. Но их продолжительность в течение геологического времени приводит к значительным смещениям участков земной коры. Быстрые движения участков земной коры связаны только с землетрясениями. Эпизодичность и кратковременность этих движений делает их роль в формировании структур земной коры существенно менее значимой.

По кинематике тектонические движения делятся на вертикальные, или радиальные, и горизонтальные, или тангенциальные. Вертикальные движения земной коры вызывают перемещения, поднятия и опускания значительных участков земной поверхности в перпендикулярном к ней направлении, параллельно радиусу Земли. Горизонтальные движения происходят по касательной к земной поверхности. Их проявлением являются складкообразование, сдвиги, надвиги, раздвигание участков земной коры. Это деление в определённой мере условное, так как оба движения взаимосвязаны и могут переходить одно в другое. Смещаемые блоки горных пород обычно имеют горизонтальную и вертикальную компоненты перемещений.

Вертикальные тектонические движения являются обратимыми, т.е. характеризуются определённой периодичностью, которая выражается в изменении знака, опускания сменяются поднятиями и наоборот. Короткопериодичные вертикальные движения называются колебательными. Горизонтальные движения являются необратимыми.

Среди вертикальных тектонических движений выделяют эпейрогенические и орогенические. Эпейрогенические движения рассматриваются как медленные поднятия и опускания крупных участков земной коры, существенно не изменяющие их тектоническую структуру. С эпейрогеническими движениями связаны образование осадочного покрова на платформах и периодическая смена на платформах морского и континентального режимов, т.е. трансгрессии и регрессии моря.

Орогенические или горообразовательные движения характеризуются эпизодичностью, приурочены к определённым эпохам в истории Земли, охватывают сравнительно небольшие, обычно узкие участки земной коры. Движения сравнительно быстрые, пре-

имущественно восходящие. В результате образуются тектонические горные системы. Скорость восходящих движений Главного Кавказского хребта 10-12 мм/год, Кольского полуострова 7-8 мм/год. Орогенические движения сопровождаются существенным нарушением первичного залегания пластов. Складчатые и разрывные залегания пластов горных пород являются необратимыми.

Горизонтальные движения проявляются в боковых взаимных перемещениях блоков земной коры, сопровождаются как боковыми сжатиями, так и растяжениями, что приводит к значительным дислокациям, проявляющимся в складкообразовании, надвигах, разрывах земной коры различного масштаба.

Деформации, являющиеся результатом нарушения первичного залегания горных пород в результате тектонических подвижек, называются дислокациями. Среди дислокаций различают складчатые, или пликативные, разрывные, или дизъюнктивные, и иногда выделяют инъективные дислокации, возникающие при внедрении в толщу пород горной массы в жидком (расплав) или пластичном состоянии.

При исследовании тектонических движений используются как собственно геологические методы, так и методы, разработанные в других областях науки. Все применяемые геологические методы основаны на сравнительно-историческом подходе к изучаемым явлениям – методе актуализма в его современном понимании.

Структурный метод заключается в изучении всех получаемых при геологическом картировании дислокаций региона, анализе их взаимного расположения и ориентировки в трёхмерном пространстве с целью определения последовательности их образования и типов тектонических движений, происходивших в регионе. В настоящее время при распознавании структур земной поверхности большая роль отводится дистанционным методам, т.е. использованию снимков Земли, сделанных из космоса.

Объёмный метод заключается в определении и сопоставлении объёмов крупных комплексов горных пород различного происхождения. Метод позволяет получать количественные оценки глубины и скорости погружений, косвенные оценки поднятий и дать общую характеристику развития региона во времени.

Анализ перерывов и несогласий в разрезе осадочных толщ, как маркирующих периодов смены характера тектонических дви-

жений, позволяет расшифровывать последовательность проявлений поднятий и погружений участков земной коры и активизации на них складкообразовательных процессов.

Формационный анализ изучает тектонические движения, исследуя размещение по площади и по разрезу (по времени) комплексов генетических типов горных пород, характерных для определённых стадий развития структурных элементов земной коры, что позволяет проводить тектоническое районирование.

Геоморфологический метод применяется для исследования неотектонических, т.е. олигоцен-голоценовых, и новейших движений, деформаций и порождаемых ими структур на основе изучения рельефа. Метод делится на батиметрический и орографический. Батиметрический метод исследует рельеф океанического ложа, определяет его особенности ниже уровня волновой эрозии, т.е. на глубинах от 100–200 м. Орографический метод применяется на участках суши, где скорости восходящих вертикальных движений превышают скорости денудаций.

В последнее время активно внедряются в практику исследования методы смежных наук, в частности, геохимические и геофизические методы – сейсмические, гравиметрические, магнитометрические. Изучение горизонтальных перемещений производится высокоточными методами космической геодезии – геодезическая спутниковая система GPS (Global Positioning System).

Историко-археологический метод применяется при изучении новейших, последние 10–12 тыс. лет, тектонических движений. Метод основан на том, что некоторые сохранившиеся сооружения античного времени, первоначально расположенные на морском берегу, в настоящее время затоплены (трансгрессия моря) или наоборот находятся на значительном удалении от побережья и нередко на относительно большой высоте (регрессия моря). Это позволяет с учётом собственных колебаний уровня моря определить скорость и величину погружения или наоборот поднятия данного участка земной коры.

Экспериментальный метод, применяя законы физики твёрдого тела и реологии, занимается физическим моделированием. Метод позволяет на основе принципа подобия выявлять генезис мелких и средних структурных форм.

10.2. Горизонтальное и моноклиналиное залегание горных пород. Элементы залегания горных пород. Горный компас

Осадочные горные породы – это породы, образовавшиеся в различных водоёмах, морских и океанических, или на поверхности суши в результате осаждения и накопления продуктов разрушения ранее существовавших пород, остатков животных и растительных организмов. По происхождению осадочные горные породы делятся на обломочные (состоят из обломков различной степени окатанности – песок, песчаник и др.), хемогенные (образовались при выпадении вещества в осадок в водной среде – гипс, доломит, известняк, каменная соль и др.) и органогенные (сложены минеральными скелетными остатками или органическим веществом биогенного происхождения – известняк, диатомит и др.).

Характерной особенностью осадочных горных пород является их залегание в виде пластов или слоёв. Такое же залегание может встречаться и у вулканогенных пород. Пластом или слоём называют литологически однородные, сравнительно маломощные отложения, отличающиеся какими-либо признаками, ограниченные более или менее ясно от ниже- и вышерасположенных отложений и занимающие определённое стратиграфическое положение в разрезе. Однородность пласта выражается в его минеральном и литологическом составе, окраске, текстуре и других признаках. Совокупность пластов, образующих непрерывную последовательность в разрезе и объединяющихся по возрасту, происхождению или составу, называется серией, свитой или толщей.

Название пласта принято давать в зависимости от его литологического состава – пласт известняка, пласт песчаника, пласт глины и т.д.

У каждого пласта различают подошву, кровлю и мощность. Подошва пласта – это стратиграфически нижняя поверхность, ограничивающая пласт (слой), кровля пласта – это стратиграфическая верхняя поверхность, ограничивающая пласт (слой). Мощность, т.е. толщина пласта, есть кратчайшее расстояние между подошвой и кровлей. Постепенное или резкое уменьшение мощности пласта до его исчезновения называется выклиниванием. Следует различать мощность истинную и видимую. Истинная мощность,

или просто мощность пласта, есть кратчайшее расстояние от его подошвы до кровли. Это постоянная величина является характеристикой данного пласта. Видимая мощность, величина переменная, её значение зависит от угла среза пластов при выходе их на поверхность в обнажениях (рис. 10.1).

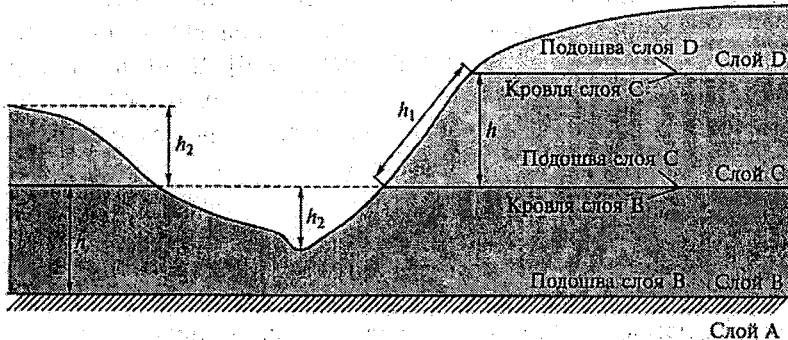


Рис. 10.1. Горизонтальное залегание слоёв А, В, С и D
[Практическое руководство ..., 2004].

h – истинная мощность; h_1 – видимая мощность; h_2 – неполная мощность

Мощность пластов осадочных пород определяется возможностью накопления осадочного материала на участках погружения земной коры. Мощность пластов является определённым показателем тектонических условий эпохи их образования. Поэтому результаты изучения мощности пластов являются важным полевым материалом как при изучении физико-географических условий отложения осадочного материала, так и при изучении тектонических режимов прошлых эпох. Данные о мощности пластов наносят на карту в виде изолиний мощности – изопакит.

Каждый пласт представляет собой сильно уплощённое, выдержанное по мощности, иногда занимающее большую площадь и, в конце концов, выклинивающееся тело. Обычно мощность пласта значительно меньше, примерно в 1000 раз и более, протяжённости его распространения. Пласты, распространённые на меньших площадях, при соотношении мощности к протяжённости от 1/1000 до 1/100 называются линзовидными и при соотношении более 1/100 – линзами.

Для пластов осадочных пород характерна слоистость, т.е. наличие в пределах пластов тонких прослоев различного состава и

строения, играющих подчинённую роль и не нарушающих однородности выделяемых пластов.

Характерной особенностью пластов осадочных горных пород, особенно формирующихся в морских и океанических бассейнах, является их первично-горизонтальное залегание. Горизонтальным залеганием горных пород называют такое залегание, когда поверхности напластования слоёв в целом совпадают с горизонтальной плоскостью [Косыгин, Парфёнова, 1970]. Если наблюдаемые в природе пласты залегают наклонно, вертикально, смяты в складки и т.д., то значит их первичное горизонтальное залегание нарушено под действием тектонических сил.

Понятие «горизонтальное залегание» в определённой мере является условным, так как при уже незначительных колебаниях земной коры первоначально горизонтально залегающие пласты приобретают наклон. Поэтому принято считать пласты горизонтально залегающими, если их угол наклона не превышает 2° . Такой угол наклона практически нельзя измерить горным компасом. Он устанавливается только при изучении значительной территории по разности отметок кровли или подошвы какого-либо выдержанного по мощности, так называемого маркирующего слоя.

На геологической карте границы горизонтально залегающих пластов изображаются линиями параллельными изолиниям рельефа (рис. 10.2). При достаточной расчленённости рельефа они имеют вид более или менее параллельных полос, концентрически охватывающих возвышенности и впадины. В долинах рек наблюдаются вытянутые вдоль склонов полосы, соответствующие различным пластам. На геологическом разрезе горизонтально залегающие пласты ограничены горизонтальными линиями.

В поле истинная мощность пласта определяется через видимую мощность по формуле

$$h = h_1 \sin \beta,$$

где h – истинная мощность; h_1 – видимая мощность; β – угол линии измерения, т.е. угол склона.

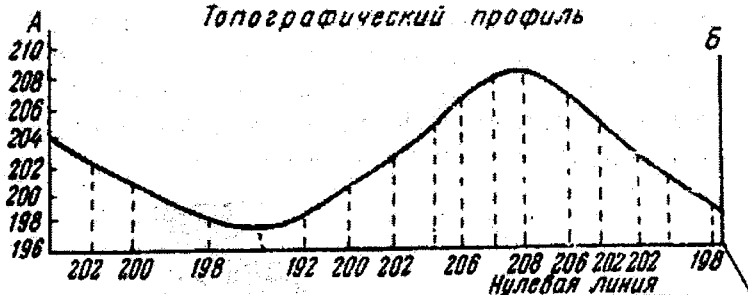
На геологической карте мощность пласта определяют по разности высот между его подошвой и кровлей.

Литологическая карта
Масштаб 1:2000



Сечение рельефа через 2 м

Топографический профиль



Геологический (литологический) разрез
горизонт. 1:2000
Масштабы: вертикаль 1:400

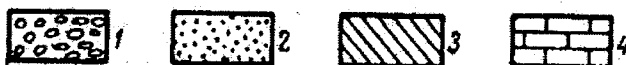


Рис. 10.2. Порядок построения геологического разреза при горизонтальном залегании пластов горных пород [Салфиров, 1965].
1 - галечник; 2 - песок; 3 - глина; 4 - известняк

Отклонения пластов горных пород от их первоначального горизонтального залегания под действием тектонических сил в сочетании с силой гравитации являются тектоническими нарушениями, или тектоническими дислокациями. В простейших случаях пласты горных пород испытывают только наклон и приобретают моноклиналиное залегание (рис. 10.3). При более значительных тектонических подвижках пласты сминаются в складки. Если изгиб слоёв при образовании складчатости произошёл без разрыва их сплошности, то такие нарушения называются складчатыми, связными или пликативными дислокациями. Нарушения, вызывающие разрыв сплошности пластов горных пород, называются разрывными, или дизъюнктивными, дислокациями.

Простейшим нарушением залегания пластов является моноклиналиное, или наклонное, залегание, когда пласты на значительном пространстве наклонены в одну сторону и имеют постоянный угол наклона. Структурная форма, характеризующаяся моноклиналиным залеганием, называется моноклиналиью.

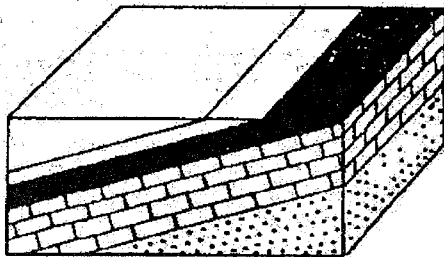


Рис. 10.3. Моноклиналиное залегание [Лихт, 2004]

Положение пласта в пространстве при моноклиналином залегании и при других нарушениях первоначального залегания определяется элементами его залегания, простирания и падения относительно стран света и горизонтальной плоскости (рис. 10.4).

Простиранием или линией простирания пласта называется линия пересечения пласта с горизонтальной плоскостью.

Падением или линией падения пласта называется линия, лежащая в плоскости пласта и перпендикулярная его линии простирания, т.е. направленная в сторону максимального наклона пласта к горизонту.

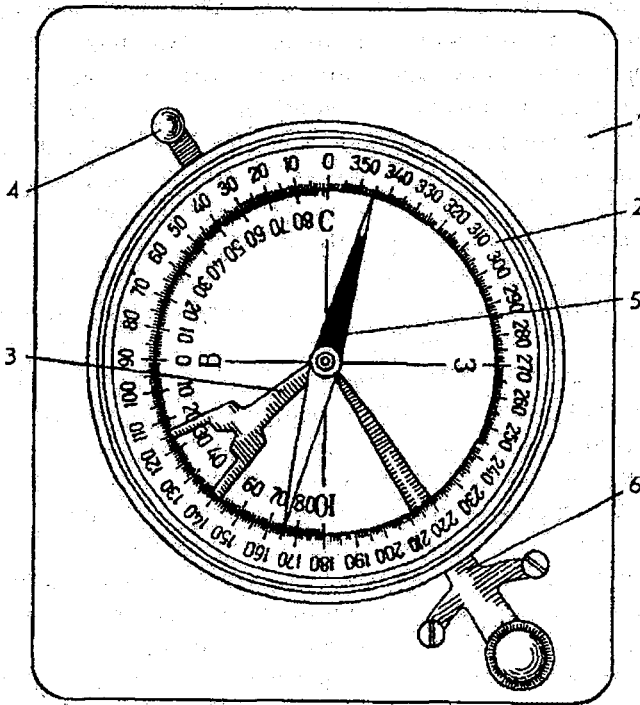


Рис. 10.4. Горный компас [Лихт, 2004].

1 – основание компаса; 2 – лимб круга; 3 – отвес; 4 – тормоз для отвеса;
5 – магнитная стрелка; 6 – зажимной винт для магнитной стрелки

Углом падения называется угол между линией падения и её проекцией на горизонтальную плоскость. Угол падения не может быть больше 90° . Для горизонтально залегающих пластов угол падения равен нулю, а для вертикально залегающих – 90° (рис. 10.5).

Линии простираения и падения различаются между собой на 90° и определяются относительно стран света азимутами простираения и падения.

Азимут простираения называется горизонтальный угол между линией простираения пласта и северным направлением географического меридиана.

Азимут падения называется угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением географического меридиана.

Элементы залегания пластов горных пород устанавливаются с помощью горного компаса в геологических обнажениях, т.е. выходах горных пород на поверхность. Горный компас характеризуется наличием клинометра в виде отвеса. Компас прикреплен к прямоугольной пластине, ориентированной длинной стороной с севера на юг. В отличие от обычного компаса лимб горного компаса делится на 360° против часовой стрелки, т.е. восток находится слева, а запад – справа (см. рис. 10.4).

Градуйровка лимба горного компаса позволяет легко измерять азимуты любых направлений, для чего север лимба направляют на визируемый предмет и считывают значение азимута в градусах по северному (зачерненному) концу магнитной стрелки. При этом получают не истинный, а магнитный азимут. Для пересчета на истинный (географический) азимут вводят поправку на величину магнитного склонения для исследуемой территории.

В геологических обнажениях элементы залегания пластов измеряются следующим образом. Для замера азимута простирания пласта компас в горизонтальном положении длинным ребром прикладывают к пласту вдоль линии простирания. Отсчет обычно берется в северных румбах, т.е. в направлении СВ или СЗ. Для замера азимута падения пласта компас в горизонтальном положении прикладывают короткой стороной к пласту по линии простирания, так, чтобы север на лимбе был направлен по падению пласта, и берут отсчет по северному концу магнитной стрелки. Угол падения измеряют по показаниям полулимба отвеса, прикладывая компас в вертикальном положении длинной стороной к пласту по линии падения, предварительно закрепив магнитную стрелку компаса (рис. 10.5).

При записи показаний компаса обычно указывают стороны света: Аз.прост. СВ 40° , Аз.пад. СЗ 50° , угол 30° .

На геологической карте моноклиально залегающие пласты изображаются в виде полос, границы которых идут под углом к изолиниям рельефа. Форма и ширина полос зависят от рельефа, мощности слоя и угла его наклона. При горизонтальной земной поверхности границы пластов образуют параллельные, прямолинейные по простиранию полосы. При пересеченном рельефе границы пластов изгибаются. Ширина выхода пласта может увеличи-

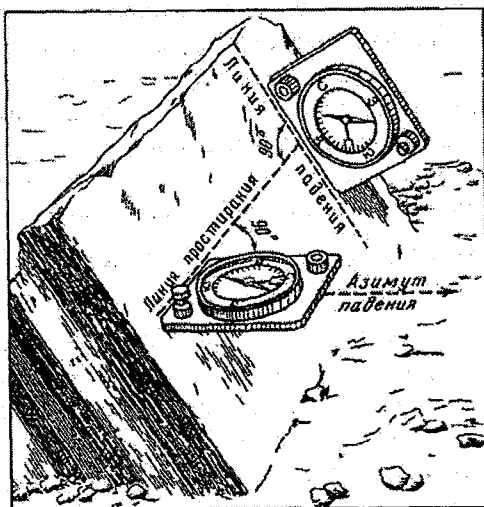


Рис. 10.5. Измерение горным компасом элементов залегания пород [Лихт, 2004]

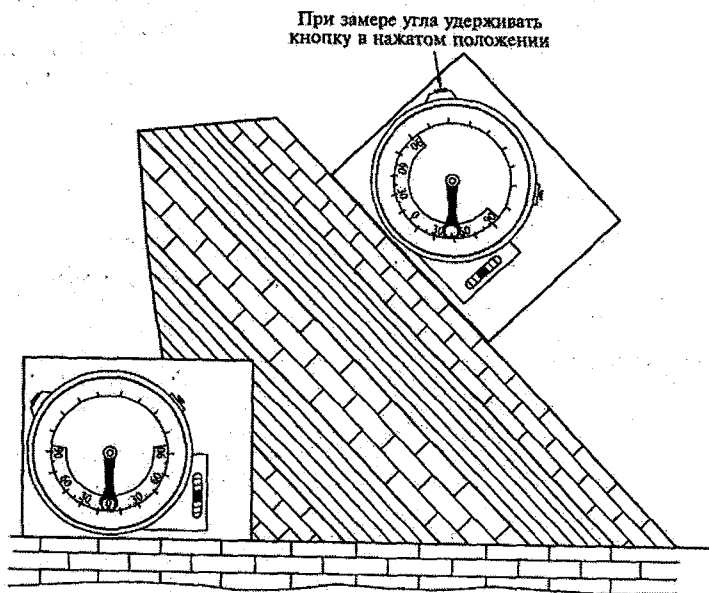


Рис. 10.6. Замер угла падения пласта горным компасом [Практическое Руководство ..., 2004]

ваться и уменьшаться в зависимости от соотношения наклона пласта и рельефа. Рельеф оказывает тем большее влияние на конфигурацию пластов, чем меньше угол падения пласта. При угле падения $5-7^\circ$ границы пластов ещё почти параллельны изолиниям рельефа, при больших углах падения горизонтالي уже не оказывают влияния на контуры пластов. Границы вертикально залегающих пластов при любом рельефе идут прямолинейно по простиранию.

10.3. Складчатые (пликативные) нарушения горных пород

Складчатые (пликативные) дислокации являются результатом изгиба пластов пород без нарушения их сплошности, т.е. нарушено первоначально горизонтальное залегание пластов и они смяты с различной степенью интенсивности. Основными структурными формами пликтивных дислокаций являются складки (рис. 10.7).

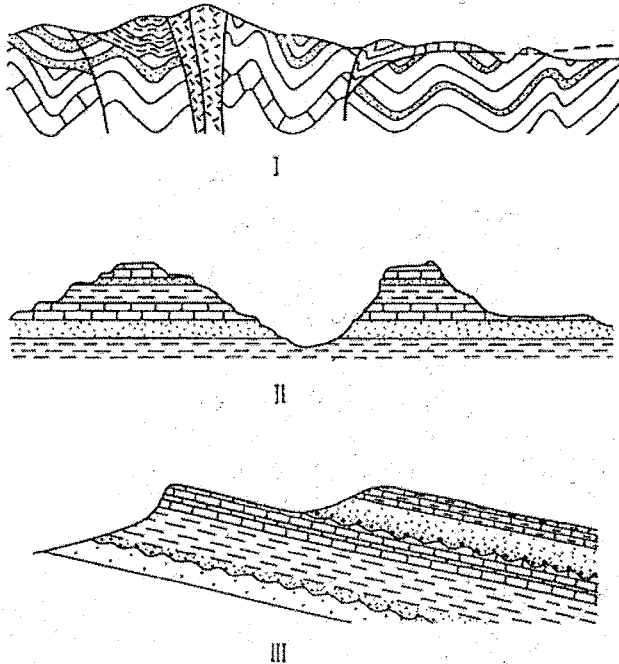


Рис. 10.7. Типы залегания пластов горных пород [Короновский, 2002].

I – складчатое, II – горизонтальное, III – моноклинальное

Формы складчатых нарушений характеризуются большим разнообразием. По внешнему виду в поперечном сечении выделяется два главных типа складок: антиклинальные и синклинали, или антиклинали и синклинали. В центральной части или ядре антиклинальных складок залегают более древние породы и более молодые породы в синклиналичных складках (рис. 10.8).

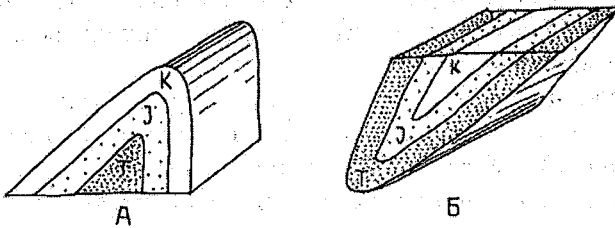


Рис. 10.8. Антиклинальная (А) и синклиналичная (Б) складки [Короновский, 2002]

В ядре антиклинали располагаются более древние породы, в ядре синклинали – наоборот.

У каждой складки существуют определённые элементы, позволяющие их различать и легко классифицировать. Это крылья, осевая поверхность, угол при вершине складки, ось складки, шарнирная линия складки, замок складки (рис. 10.9.)

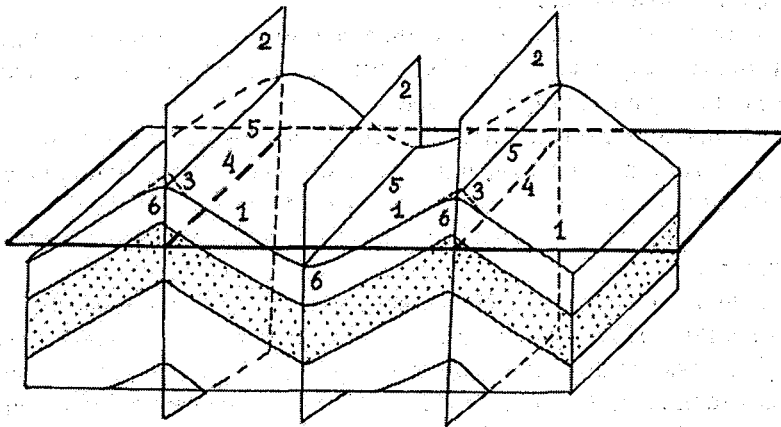


Рис. 10.9. Основные элементы складки [Короновский, 2002].

1 – крыло складки, 2 – осевая поверхность складки, 3 – угол при вершине складки, 4 – ось складки (линия пересечения осевой поверхности с горизонтальной плоскостью), 5 – шарнирная линия складки, 6 – замок складки

Крылья – склоны складок, идущие от перегиба вверх у синклинали и вниз у антиклинали. Как боковые части складок, они определяют границы их распространения вкрест простирания.

Осевая поверхность (в частном случае плоскость) – воображаемая поверхность, делящая пополам угол, образованный крыльями складки.

Замок складки (перегиб) – часть складки, где слои перегибаются под наиболее острым углом. Замок антиклинальных складок часто называют сводом.

Шарнирная линия складки, или шарнир складки, – линия пересечения осевой поверхности складки с поверхностью (кровлей или подошвой) любого из образующих её пластов.

Ось складки – линия пересечения осевой поверхности складки с земной поверхностью или проекция этой линии на горизонтальную плоскость. Направление оси складки есть её простирание.

Ядро складки – внутренняя часть складки, сложенная в антиклиналях более древними слоями пород сравнительно с возрастом пластов, составляющих внешнюю часть складки, а в синклиналях – более молодыми.

Угол при вершине складки – угол, образующийся при пересечении плоскостей, соответствующих крыльям складки и являющихся их продолжениями.

При изучении складчатых дислокаций в поле и нанесении их на геологическую карту необходимо определять размер складок: их границы, длину, ширину, высоту.

Окончание складки или её замыкание происходит в местах погружения шарнира складки в антиклиналях и воздымания его в синклиналях под или на земную поверхность. Замыкания складок у антиклиналей называются периклиналями, а у синклиналей – центриклиналями.

Длина складки – расстояние вдоль оси складки между её окончаниями. По одному и тому же стратиграфическому горизонту.

Ширина одиночной складки – перпендикулярное к оси складки расстояние между линиями перехода её в участки с недислоцированным залеганием слоёв. Ширина складки, сопряжённой с соседними складками, есть перпендикулярное к оси складки рас-

стояние между осями смежных синклиналей для антиклиналей; и между осями смежных антиклиналей для синклиналей.

Высота складки – для смежных складок есть превышение наиболее высокой точки антиклинали над наиболее низкой точкой синклинали, измеренное по кровле или подошве одного и того же слоя.

Все складки, антиклинальные и синклинальные, обычно классифицируют по морфологическим признакам. По наклону осевой поверхности выделяют типы складок – симметричные или прямые и асимметричные или наклонные, опрокинутые, лежащие, ныряющие (рис. 10.10).

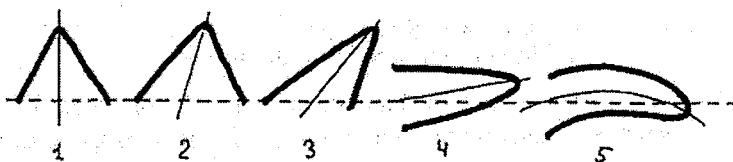


Рис. 10.10. Классификация складок по наклону осевой поверхности и крыльев (складки изображены в поперечном разрезе) [Короновский, 2002].

Складки: 1 – прямая, 2 – наклонная, 3 – опрокинутая, 4 – лежачая, 5 – ныряющая

По форме замка выделяют складки с резким, плавным, сундучным и др. перегибами слоёв в замке (рис. 10.11).

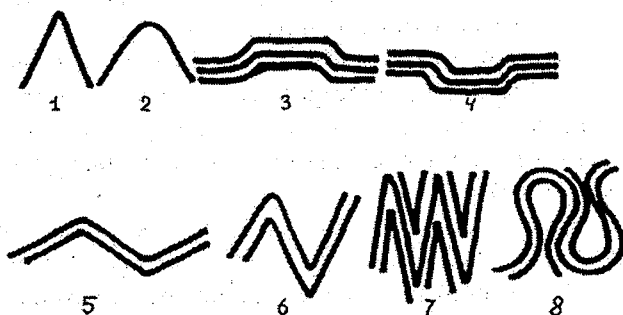


Рис. 10.11. Типы складок [Короновский, 2002]. По форме замка: 1 – острые, 2 – округлые, 3 – сундучные, 4 – корытообразные и по углу при вершине складки: 5 – открытые, 6 – закрытые, 7 – изоклиналильные, 8 – веерообразные

Сочетание антиклинальных и синклинальных складок создаёт более сложные складчатые структуры: антиклинории и синклинории. Антиклинорий – крупная, десятки и сотни километров, вы-

пуклая структура, состоящая из последовательности непрерывных более мелких двойных складок – антиклиналей и синклиналей. Синклиорий – крупная вогнутая структура, десятки и сотни километров, состоящая из последовательности непрерывных более мелких двойных складок – антиклиналей и синклиналей (рис. 10.12).

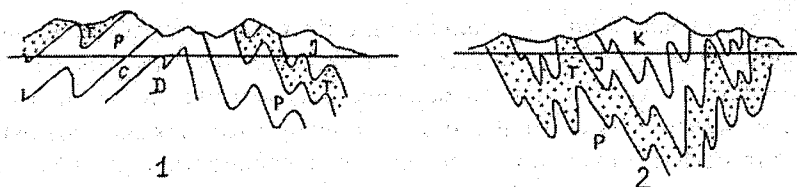


Рис. 10.12. Сложные складчатые структуры [Короновский, 2002].
1 – антиклиорий; 2 – синклиорий

Складчатые нарушения изображают на геологических структурных картах с помощью изолиний, отражающих подземный рельеф пластов. Если изолинии совпадают со стратиграфическими границами пластов, то они называются стратоизогипсами. В плане складки чётко различаются по форме шарнира и соотношению длины к ширине на линейные, брахискладки, купола и чаши. Длина линейных складок значительно превосходит ширину, шарнир на большом протяжении сохраняет угол наклона, остаётся горизонтальным или немного наклонённым.

На структурной карте линейные складки изображаются симметричными полосами распространения разных пластов относительно центральной полосы – ядра складки (рис. 10.13). Ширина полос зависит от мощности пласта и от угла падения крыльев складки (рис. 10.14).

Брахискладки – это короткие складки, у которых длина превышает ширину не более, чем в 2–5 раз и у которых шарнир обнаруживает отчётливый наклон в обе стороны от своего наивысшего для брахиантиклиналей и наинизшего положения для брахисинклиналей. Стратоизогипсы брахискладок образуют фигуры эллиптической формы (рис. 10.15).

Купола и чаши – антиклинальные и синклинальные складки округло-эллиптической формы примерно одинаковой длины и ширины. На структурной карте купола и чаши – овалы фигуры изометрической формы.

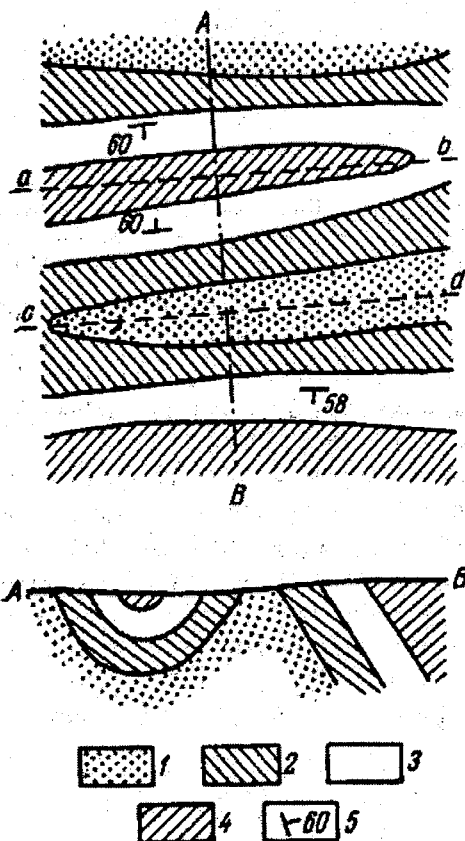


Рис. 10.13. Изображение складок на карте и в разрезе [Сапфиров, 1965].
 1, 2, 3, 4 – пласты в порядке их залегания, начиная с наиболее древних;
 5 – элементы залегания пластов на крыльях складок:
 азимут простирания, азимут падения и угол падения



Рис. 10.14. Зависимость ширины выхода пласта на дневную поверхность от угла его падения [Сапфиров, 1965]

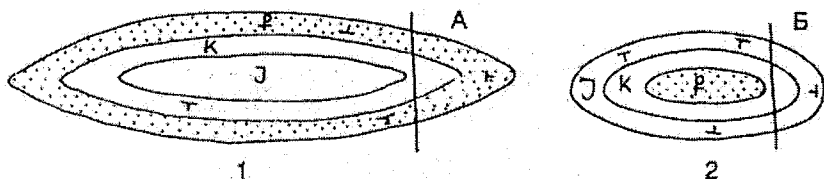


Рис. 10.15. Складки в плане [Короновский, 2002]. 1 – линейная антиклинальная складка; 2 – брахискладка синклиальная. А – периклиналь (замыкание антиклинальной складки; Б – центриклиналь (замыкание синклиальной складки)

По механизму формирования почти все складки можно свести к трём типам.

Первый тип – это складки продольного изгиба. Они образуются, когда сила, сминающая горизонтально залегающий пласт, направлена вдоль пласта (рис. 10.16, а).

Второй тип – это складки поперечного изгиба. Они образуются, когда сила сминающая горизонтально залегающий пласт направлена перпендикулярно к нему (рис. 10.16, б).

Третий тип – это складки течения или нагнетания (рис. 10.16, в). Они отличаются необычной формой и свойственны пластичным породам: глине, гипсу, каменной соли и др. При высоких температурах, которые существуют на глубине в несколько километров, пластичными становятся мраморы, известняки, песчаники и др.

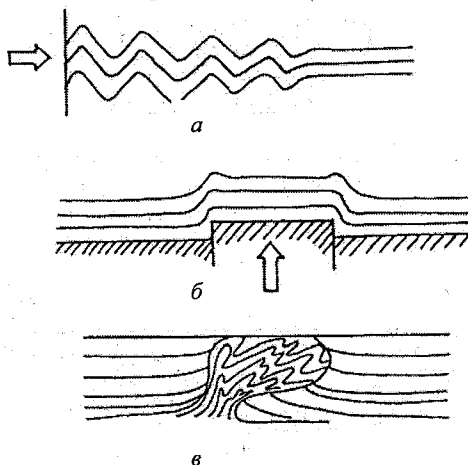


Рис. 10.16. Складчатость [Короновский, 2002]. а – продольного изгиба, б – поперечного изгиба, в – нагнетания. Стрелками показано направление движения масс

В заключение необходимо отметить, что формирование складок — это сложный и очень длительный процесс. Интенсивность складчатости зависит от величины прилагаемой силы, пластичности сминаемых горных пород и от времени приложения сил, которое в геологических процессах может быть очень велико. Время в геологии является очень важным фактором. Геологические процессы протекают на протяжении миллионов лет. Горная порода, являясь вначале твёрдым веществом, при приложении к ней не очень больших, по крайней мере, не вызывающих её дробления сил, но действующих на протяжении длительного времени, начинает вести себя как пластичное, вязкое тело, способное к изгибанию без разрыва сплошности и даже течению. Некоторые примеры изображения различных типов залегания пласта на карте и в разрезе даны на рис. 10.17.

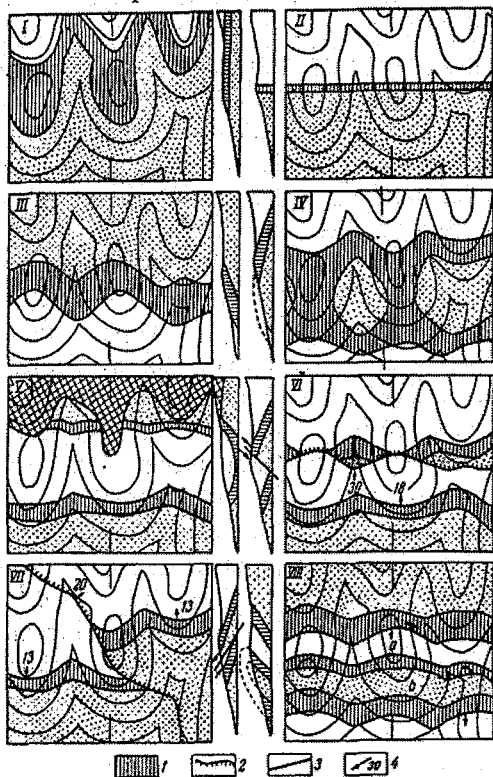


Рис. 10.17. Примеры выражения различных типов залегания пласта на карте и в разрезе [Сапфиров, 1965].

- I — горизонтальное залегание;
 II — линии разрывных нарушений в плане;
 III — наклонное залегание;
 IV — антиклинальная складка;
 V — синклиальная складка;
 VI — сброс;
 VII — надвиг;
 VIII — опрокинутая складка.
 1 — маркирующий слой;
 2 — линии разрывных нарушений;
 3 — линии геологических разрезов;
 4 — элементы залегания

10.4. Разрывные (дизъюнктивные) нарушения горных пород

При превышении тектоническими нагрузками предела прочности горных пород пластические деформации переходят в разрывные. В местах наибольшего напряжения порода разрушается, происходит разрыв сплошности пластов и появляются трещины, охватывающие всю толщу. Образовавшиеся блоки пород смещаются относительно друг друга и возникают разрывные нарушения, или дизъюнктивные дислокации, с изменением формы геологического тела.

Разрывные нарушения разнообразны по форме, размерам, величине смещения и т.д. Тем не менее, в каждом разрывном нарушении есть элементы, позволяющие эти нарушения выделять и систематизировать (рис. 10.18). В любом разрыве всегда присутствует сместитель – поверхность разрыва, по которой произошло смещение одного блока пород относительно другого, и крылья разрыва – два блока пород, расположенных по обе стороны от сместителя. Обычно поверхность разрыва наклонена. Соответственно блок пород выше сместителя называют висячим боком, а блок пород ниже сместителя – лежачим боком (рис. 10.19).

Величина смещения крыльев разрыва относительно друг друга называется амплитудой, или полной амплитудой смещения. Вертикальную составляющую полной амплитуды смещения называют вертикальной амплитудой, а горизонтальную – горизонтальной амплитудой. Горизонтальная амплитуда может быть положительной при растяжении дислоцированного участка, т.е. при расхождении крыльев, и отрицательной при их сжатии, т.е. при сжатии крыльев. Отдельно выделяют стратиграфическую или истинную амплитуду – величину относительного перемещения разрыва в направлении перпендикулярном поверхности пласта.

На геологических картах разрывные нарушения прослеживаются по линии тектонического разрыва, изображаемой всегда красным цветом. Её получают проектированием на горизонтальную плоскость линии пересечения сместителя с земной поверхностью (рис. 10.20).

Существует несколько главных типов разрывных нарушений: сброс, взброс, надвиг, сдвиг и покров (рис. 10.21).

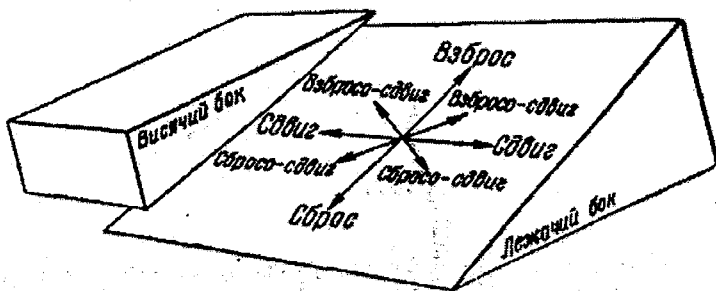


Рис. 10.18. Морфологическая классификация разрывных нарушений [Сапфиров, 1965]. Стрелками показано относительное перемещение висячего бока

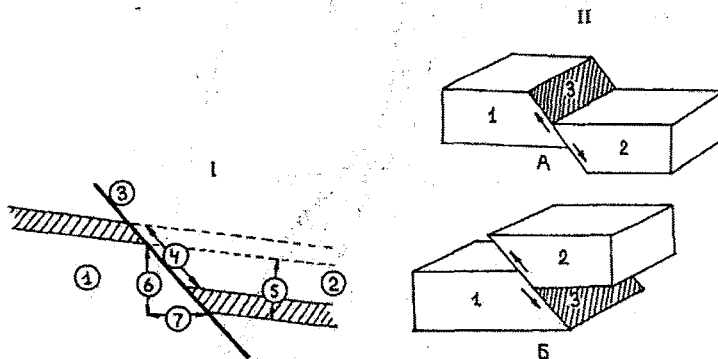


Рис. 10.19. Соотношение пластов при разрывных нарушениях [Короновский, 2002]. I: элементы сброса (поперечный разрез). Блоки (крылья): 1 – поднятый, 2 – опущенный, 3 – сместитель. Амплитуда: 4 – по сместителю, 5 – стратиграфическая, 6 – вертикальная, 7 – горизонтальная. II: А – сброс, Б – взброс

Сбросом называют структуру, у которой поверхность разрыва круто наклонена в сторону опущенного блока, т.е. лежащего бока. У взброса наоборот поверхность разрыва обычно более пологая, наклонена в сторону поднятого блока, т.е. висячего бока. Сброс и взброс называются закрытыми, если крылья остаются прижатыми друг к другу, или открытыми, если между ними остаётся пространство. Надвигом называется взброс, у которого угол наклона поверхности разрыва менее 45° . Если установлено, что при формировании структуры двигался только нижний (лежащий) блок, то надвиг называют поддвигом.

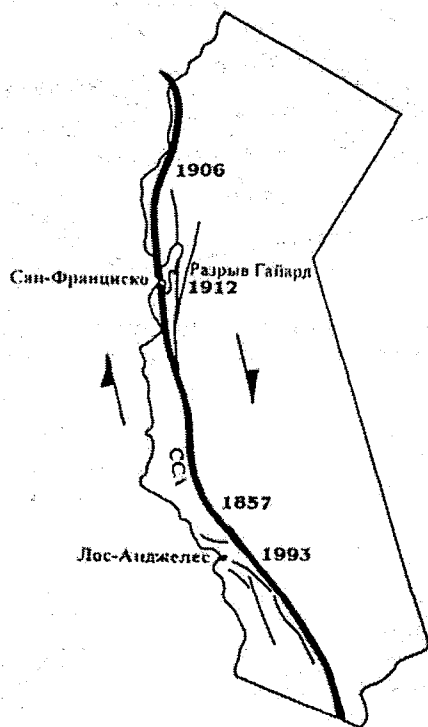


Рис. 10.20. Сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии [Короновский, 2002]

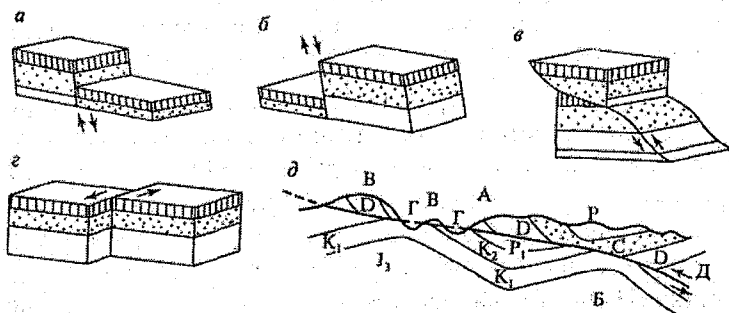


Рис. 10.21. Типы тектонических разрывов [Короновский, Ясаманов, 2006].
a – сброс; *б* – взброс; *в* – надвиг; *г* – сдвиг; *д* – покров. *А* – аллохтон, *Б* – автохтон,
В – тектонический останец, *Г* – тектоническое окно, *Д* – корень покрыва

Сдвигом называют разрывное нарушение с перемещением блоков пород относительно друг друга по простиранию смесителя в направлении близком к горизонтальному. В зависимости от угла наклона сдвиги делятся на вертикальные – угол наклона от 80 до 90°, наклонные и горизонтальные – угол наклона от 0 до 10°.

Тектонический покров, или шарьяж, – это крупный надвиг с амплитудой перемещения, измеряемой километрами, и с очень пологой, обычной волнистой, поверхностью перемещения (надвижения). Перемещаемая, точнее надвигаемая, часть структуры называется телом покрова или аллохтоном. Переднюю часть аллохтона называют лбом, или фронтом тектонического покрова. Основание структуры, его поднадвиговую неперемещаемую часть называют автохтоном. Смеситель в покрове часто называют поверхностью срыва, или волочения.

При денудации аллохтона могут обнажаться породы автохтона. Такие их выходы на дневную поверхность называются тектоническими окнами, а остающиеся на автохтоне участки аллохтона – тектоническими останцами (см. рис. 10.21). В настоящее время известны покровы с амплитудой более 200 км. Так, Скандинавские каледониды надвинуты на докембрийские породы Балтийского щита на 150–250 км.

Разрывные нарушения могут быть одиночными и могут образовывать сложные структурные комплексы – ступенчатые сбросы и взбросы, грабены, горсты и их комбинации (рис. 10.22).

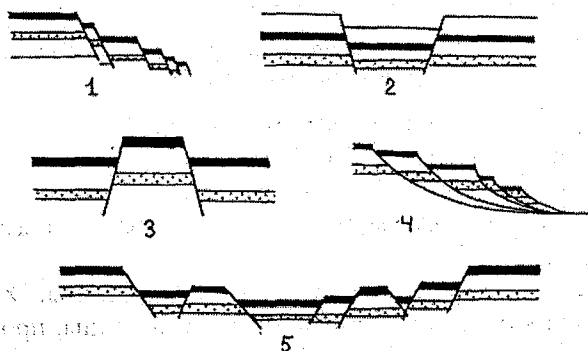


Рис. 10.22. Сочетание разрывных нарушений [Короновский, 2002].
 1 – ступенчатые сбросы, 2 – грабен, 3 – горст, 4 – листрические сбросы,
 5 – грабены и горсты в сложном рифте

Ступенчатые сбросы и взбросы – системы параллельных или почти параллельных сбросов и взбросов, по которым произошли перемещения в одних и тех же направлениях. Грабен – это участок земной коры, ограниченный с двух или более сторон сбросами, редко взбросами, и опущенный относительно смежных участков. Горст – это участок земной коры, поднятый относительно смежных участков. Если образование грабена связано с деформациями растяжения, то образование горста – с деформациями сжатия. Ступенчатые грабены и горсты ограничены с каждой стороны не одним, а несколькими ступенчатыми разрывами. Системы крупных, многоступенчатых грабенов, протянувшихся на тысячи километров, называются рифтами, или рифтовыми зонами. Самые крупные рифтовые зоны Земли, приурочены к сводам срединно-океанических хребтов, протянувшихся вдоль океанического дна на 60–65 тыс. км.

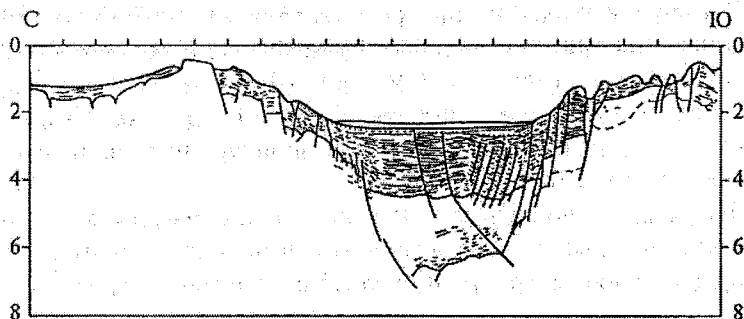


Рис. 10.23. Поперечный профиль через грабен оз. Байкал
[Короновский, Ясаманов, 2006]

Вода озера Байкал заполняет Байкальский грабен – многоступенчатый грабен, являющийся частью рифтовой системы, протянувшейся на 2500 км. Глубина озера составляет 1620 м, а глубина дна Байкальского грабена, без толщи покрывающих его осадков – 5000 м.

Отдельно следует выделить глубинные разломы. Это разрывные нарушения большой протяжённости и ширины, прослеживаемые на значительную глубину. Сейсмическими методами установлено их глубокое, часто подкоровое заложение. Их глубина достигает 100–300 км. На поверхности глубинные разломы могут дости-

гать ширины в десятки километров и представляют собой вытянутую зону сосредоточений более мелких разломов. Многие глубинные разломы перекрыты толщей осадков, что требует применения дополнительных методов для определения границ их локализации.

10.5. Согласное и несогласное залегание горных пород

Осадконакопление не есть непрерывный процесс. В результате перерывов в осадконакоплении в разрезе нарушается согласное и возникает несогласное залегание пластов горных пород. При этом наблюдается непоследовательное залегание существенно разновозрастных пород, например кайнозойских на палеозойских. Если согласное залегание пластов осадочных горных пород характеризуется отсутствием перерывов в осадконакоплении в условиях относительно спокойной тектонической обстановки, то при несогласном залегании вышележащие, более молодые пласты, отделяются от нижележащих, более древних, временным перерывом в осадконакоплении, поверхностью размыва, сменой тектонического режима.

Любое несогласие в залегании горных пород является по своей сути стратиграфическим, так как представляет собой пробел в стратиграфической колонке осадочной толщи. Такой пробел может быть обусловлен не только перерывом в осадконакоплении, но и денудацией ранее отложившихся пластов в условиях континентального режима на данной территории, что увеличивает длительность наблюдающегося в геологическом разрезе пробела.

О причинах перерывов в осадконакоплении можно судить по форме контакта несогласного залегания. Соответственно различают параллельное и угловое несогласие. Параллельное несогласие возникает в том случае, когда вышележащая, т.е. более молодая толща пород, залегает на нижней с размывом, но углы наклона слоёв не меняются, равны или близки нулю (рис. 10.24).

Обычно параллельное несогласие устанавливают по составу пород. Поверхность несогласия, т.е. поверхность соприкосновения разновозрастных пород неровная, возникает в результате разрушения денудационными процессами ранее отложившихся более древних пород. Такие несогласия возникают при длительных перерывах в осадконакоплении в результате поднятия земной коры и

последующей денудации земной поверхности. При последующем быстром опускании земной коры или поднятии уровня Мирового океана и затоплении этой территории эрозия не успевает сгладить неровности рельефа и в разрезе наблюдается заполнение эрозионных впадин более молодыми осадками вышележащей толщи.

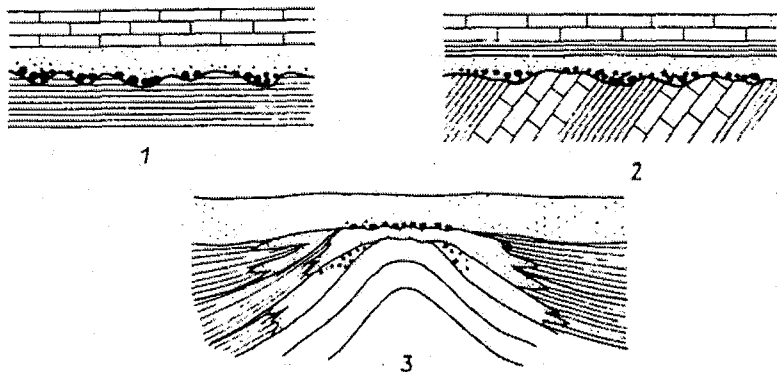


Рис. 10.24. Типы несогласий [Короновский, Якушова, 1991].
1 – параллельное, 2 – угловое, 3 – местное или локальное

Если при параллельном несогласии поверхность несогласия ровная без признаков размыва и следов денудации, то такое параллельное несогласие обычно называется стратиграфическим. Такое несогласие устанавливается по перерыву в возрасте осадочных горных пород, залегающих ниже и выше поверхности несогласия.

Угловое несогласие характеризуется тем, что за время перерыва в осадконакоплении происходил не только размыв пластов нижележащей толщи, но и тектоническое нарушение их первичного залегания также с последующей денудацией и образованием в той или иной степени сглаженной поверхности несогласия. Поэтому вышележащие более молодые пласты залегают на тектонически нарушенных, смятых в складки и разорванных более древних отложениях. Они могут залегать горизонтально или быть дислоцированными, но в меньшей степени, чем нижележащие породы. Пласты ниже и выше поверхности углового несогласия обязательно имеют разный угол наклона. Разница в углах наклона ниже и вышележащих пластов показывает величину углового несогласия.

Несогласия параллельные и угловые, при которых отложения вышележащей толщи залегают на сильно расчленённой поверхности рельефа нижележащей толщи называются прилеганиями, или прислонениями.

Несогласия параллельные и угловые могут быть локальными или местными, проследиваться на небольшой площади, и региональными, проследиваться на большой территории, например угловое несогласие между кристаллическим фундаментом и осадочным чехлом Русской платформы.

Любое несогласие в залегании пластов пород свидетельствует о происходивших тектонических движениях. Отдельно выделяют на основе смены по разрезу типов пород трансгрессивные и регрессивные залегания, вызванные наступлением моря на сушу или его отступлением при вертикальных колебательных движениях земной поверхности. Наступление моря на сушу или его отступление может также вызываться изменениями климата и соответствующими колебаниями уровня Мирового океана. При потеплении климата и соответственно таянии ледников повышается уровень моря и происходит затопление суши, в периоды оледенений наоборот – уровень моря понижается и площадь суши расширяется.

Разрез трансгрессивно залегающих пород характеризуется сменой вверх по разрезу мелководных осадков (песков, галечников) глубоководными (глинами, карбонатами), а разрез регрессивно залегающих пород, наоборот, сменой глубоководных осадков мелко-водными (рис. 10.25).

В процессе трансгрессии моря происходит эрозия ранее отложившихся осадков. В результате более молодые, глубоководные отложения залегают на мелководных осадках с параллельным и иногда с угловым несогласием (рис. 10.26).

В значительно большей степени размываются регрессивно залегающие осадки, что также приводит к несогласному залеганию вышележащих пластов. Анализ образующейся сложной системы соотношений различных по литологическому составу пластов, отражающей последовательную смену трансгрессивных и регрессивных условий осадконакопления, позволяет восстанавливать направленность и продолжительность происходивших тектонических движений (рис. 10.27).

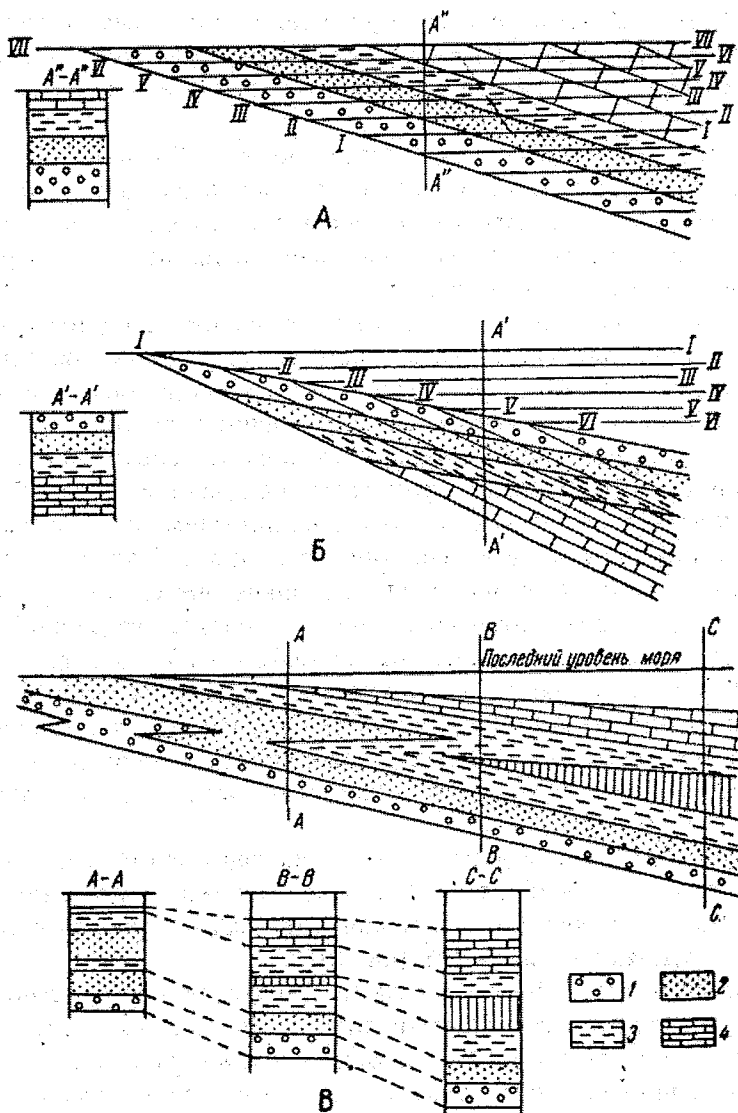


Рис. 10.25. Образование трансгрессивной (А), регрессивной (Б) и смешанной (В) последовательности напластования [Сапфиров, 1965].

1 – галька; 2 – песок; 3 – глина; 4 – известняк; вертикальная штриховка – песчаная глина. I–VII – уровни моря на различных стадиях трансгрессии и регрессии

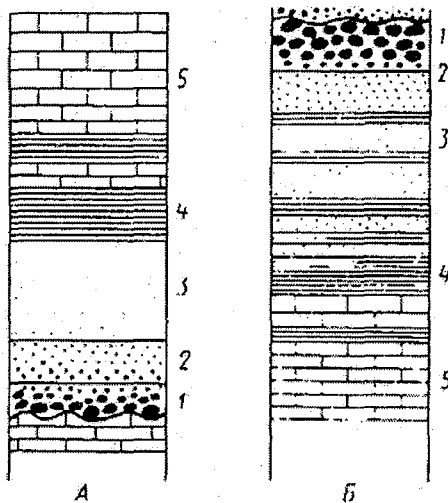


Рис. 10.26. Выражение трансгрессивной (А) и регрессивной (Б) серий пород в вертикальном разрезе [Короновский, Якушова, 1991]. 1 – конгломераты, 2 – грубые песчаники, 3 – алеволиты, 4 – глины, 5 – известняки

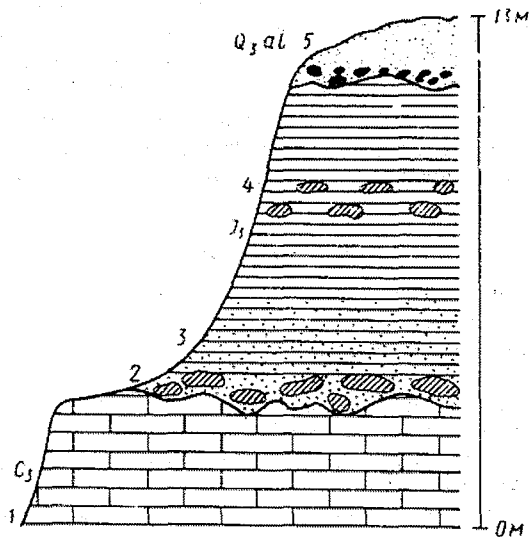


Рис. 10.27. Параллельное несогласие в карьере «Камушки», Москва [Короновский, Якушова, 1991].

1 – доломитизированные известняки, 2 – поверхность несогласия с обломками мергелей, 3 – песчанистые глины, 4 – глины, 5 – пески с галечниками

Пересечение поверхности несогласия дневной поверхностью образует линию несогласия. На карте линия несогласия изображается в виде кривой линии чёрного цвета одиночной сплошной или двойной, сплошной и точечно-пунктирной, причём точечная линия проводится на стороне более молодого, несогласно залегающего пласта. При угловом несогласии линия несогласия всегда пересекает одну из примыкающих к поверхности несогласия осадочных толщ. Угловое несогласие всегда может быть установлено по различиям элементов залегания двух контактирующих толщ. При параллельном несогласии линия несогласия параллельно границам пластов и перерывы в осадконакоплении определяются по возрасту пород, который указывается на картах.

Основные выводы. Тектонические движения охватывают большие площади, приводят к нарушению форм залегания горных пород, интенсивному образованию новых пород и наоборот их денудации, изменяют направление развития рельефа. Вертикальные нисходящие тектонические движения вызывают накопление мощных осадочных толщ, а восходящие перерыв в осадконакоплении, размыв ранее накопленных пород и появление несогласий в геологических разрезах. В результате горизонтальных тектонических движений образуются многочисленные складчатые и разрывные структуры. Геотектоника изучает кинематику тектонических движений, структурная геология морфологию деформационных структур. Знания строения земной коры и литосферы в целом необходимы для расшифровки истории развития регионов, для проводимых геологических исследований и для оптимальной организации геологоразведочных работ.

Контрольные вопросы

1. Что такое тектонические движения и какова их классификация по происхождению, кинематике, времени протекания?
2. Что такое геотектоника и геодинамика?
3. Каковы методы изучения тектонических движений?
4. Что такое пласт, его геометрия, карта изопахит?
5. Элементы залегания пласта и горный компас?
6. В чём различие между горизонтальным и моноклиналильным залеганием пластов?
7. Каковы элементы складок?
8. Какие существуют типы складок? Дайте их краткую характеристику.
9. Каковы элементы и виды разрывных нарушений?
10. Что такое согласное и несогласное залегание пластов?
11. Каковы виды несогласий?

Глава 11

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

11.1. Причины возникновения землетрясений

Землетрясение есть особый вид движения вещества литосферы и верхних слоёв мантии. Оно происходит в результате быстрого высвобождения энергии, т.е. накопившегося напряжения при его превышении прочности горных пород в данном месте, когда колоссальное сжатие горных пород резко сменяется их расширением и возникает сейсмогенная дислокация. Это вызывает колебательные движения частиц и распространение сейсмических волн – упругих волновых колебаний, передающихся на большие расстояния. Происходит вибрация земной коры, ощущаемая как толчки и вызывающая необратимые тектонические деформации, приводящие к разрушениям на земной поверхности (табл. 11.1).

Таблица. 11.1

Некоторые крупнейшие землетрясения XX–XXI вв.

Дата	Место	Магнитуда	Число жертв, тыс.
18.04.1906	Сан-Франциско, США	8	3
17.08.1906	Вальпараисо, Чили	8,2	20
28.12.1908	Мессина, Сицилия	7,5	100
16.12.1920	Гансю, Китай	8,6	200
01.09.1923	Токио, Япония	8,2	более 140
22.05.1927	Цинхай, Китай	7,9	200
27.12.1939	Эрзинджан, Турция	7,8	33
06.10.1948	Ашхабад, Туркмения	7,3	более 100
22.05.1960	Чили	9,5	5,7
31.05.1970	Перу	7,9	66
27.07.1976	Таншань, Китай	7,6	более 240
07.12.1988	Спитак, Армения	6,8	более 25
28.05.1995	Нефтегорск, Сахалин	7,5	более 2
26.01.2001	Гуджарат, Индия	7,9	более 20
26.12.2003	Бам, Иран	6,6	более 30
26.12.2004	Суматра	9,3	230

Землетрясения в земной коре обычно сопровождаются сериями предваряющих и последующих более слабых толчков, называемых соответственно форшоками и афтершоками. Их гипоцен-

тры приблизительно очерчивают область очага основного землетрясения. Форшоки свидетельствуют о критическом нарастании напряжения в горных породах. Афтершоки, наоборот, свидетельствуют об угасании напряжения, их количество увеличивается с ростом энергии землетрясения и уменьшением глубины очага и может достигать нескольких тысяч.

Изучением землетрясений занимается сейсмология. Землетрясение – сложный геологический процесс, в настоящее время ещё недостаточно изучен. Существует несколько моделей, объясняющих механизм возникновения землетрясений. Наиболее общепринятой является модель лавинно-неустойчивого трещинообразования. Суть этой модели в том, что возрастание напряжения вследствие движений блоков литосферы и более глубоких областей в мантии приводит к лавинообразному росту количества и размеров трещин в некотором объёме горной породы. Этот процесс ускоряется, и трещины объединяются, образуя зону главного разрыва, по которому и происходит высвобождение накопившегося напряжения. Возникающие в толще пород сейсмические колебания распространяются во все стороны и достигая поверхности Земли вызывают землетрясения, ощущаемые в виде толчков и колебаний и вызывающие многочисленные разрушения (рис. 11.1).

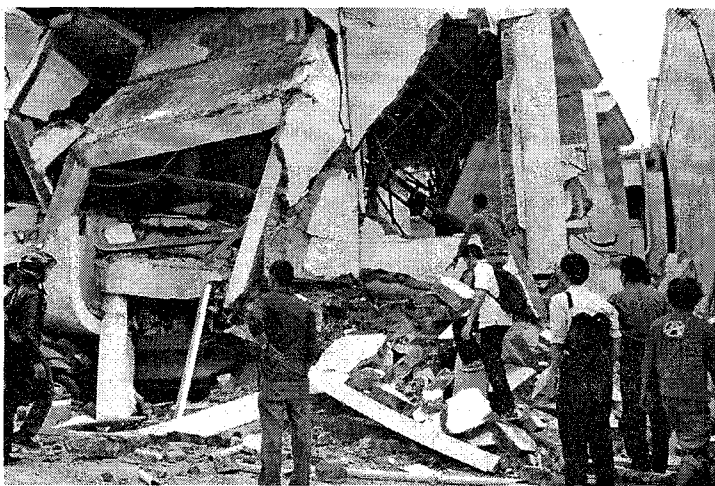


Рис. 11.1. Землетрясение на о. Сумбава (Индонезия) произошло 28.11.2009 г. Эпицентр землетрясения находился в 260 км к югу от острова в Индийском океане (www.aftenbladet.no)

11.2: Сейсмические волны, их типы и скорость распространения

Сейсмические волны, распространяющиеся при землетрясениях, делятся на две группы – объёмные и поверхностные (рис. 11.2).

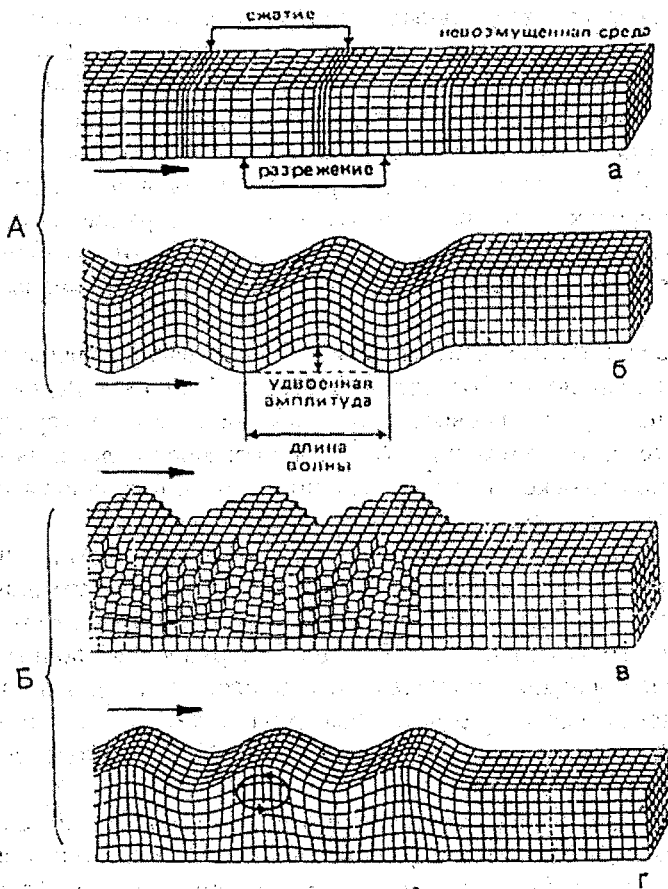


Рис. 11.2. Типы сейсмических волн. [Короновский, 2002].

А – объёмные волны: а – продольные, б – поперечные.

Б – поверхностные волны: в – волны Лява, г – волны Релэ

Объёмные волны распространяются от фокуса землетрясения в толще пород. Это волны продольные и поперечные. Продольные сейсмические волны, или волны сжатия, вызывают колебания

в направлении распространения сейсмической энергии, а поперечные волны, или волны сдвига, — в перпендикулярном направлении. Скорость объёмных волн зависит от литологического состава недр, степени сжатия, но в среднем скорость продольных волн в 1,7 раза больше скорости поперечных волн. Так, в верхней части мантии скорости продольных и поперечных волн составляют 8,0 и 4,9 км/с соответственно, в земной коре — они уже 6,1 и 4,5 км/с. Продольные волны поступают на сейсмографы первыми, поэтому их обозначают *P*-волнами (лат. *prima* — первая), а поперечные волны приходят вторыми и их обозначают *S*-волнами (лат. *secunda* — вторая). В отличие от *S*-волн, не распространяющихся в жидких и газовых средах, *P*-волны, достигая земной поверхности, могут переходить в атмосферу в виде звуковых волн частотой более 15 Гц, вызывая этим сильный гул, иногда слышимый во время землетрясений (рис. 11.3).

Поверхностные сейсмические волны распространяются по земной поверхности. Это волны Лява, или *L*-волны и Релея, или *R*-волны, названы по первым буквам фамилий Love и Rayleigh, исследователей их описавших. *L*-волны вызывают колебания в горизонтальной плоскости в направлении, перпендикулярном направлению движения волн;

R-волны вызывают эллиптические движения частиц в плоскости перпендикулярной земной поверхности и ориентированной в направлении распространения волн. Скорость *L*-волн приблизительно на 10 % меньше, чем *R*-волн. Поверхностные волны возникают при попадании продольных и поперечных волн на земную поверхность, характеризуются быстрым затуханием с глубиной и большой интенсивностью, являются крайне разрушительными, особенно *L*-волны.

Мониторинг землетрясений осуществляется на сейсмических станциях. Для записи поступающих сейсмических волн применяются сейсмографы — приборы, регистрирующие колебательные процессы в земной коре в виде сейсмограмм. Сейсмограммы — это записи сейсмических колебаний. Отмечая на них разницу во времени первого поступления *P*-волн и *S* волн и зная скорости их распространения, определяют расстояние до эпицентра землетрясения, глубину очага и ряд других параметров.

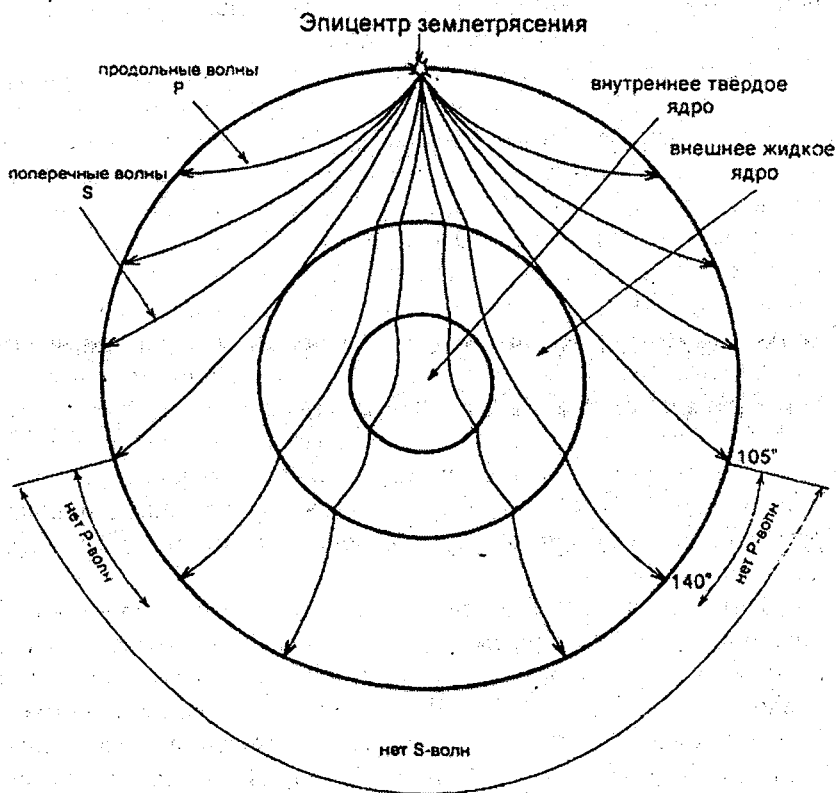


Рис. 11.3. Прохождение продольных (P) и поперечных (S) волн через Землю. S -волны не проходят через жидкое внешнее ядро, а у P -волн есть «зона тени» в 35° , так как на границе жидкого ядра волны преломляются [Короновский, 2002]

11.3. Характеристики землетрясения

При описании землетрясения пользуются характеристиками, указывающими на геометрию землетрясения, количество высвобождаемой энергии, степень подвижек грунта и вызываемых разрушений.

Очаг, гипоцентр (фокус) землетрясения. Очаг – это определённый объём горных пород в недрах Земли, внутри которого осуществляются неупругие деформации, происходят первые разрушения горных пород. Гипоцентр, или фокус, землетрясения есть

центральная точка внутри очага землетрясения – условно-точечный источник сейсмических колебаний.

Эпицентр – это проекция гипоцентра землетрясения на земную поверхность. Расстояние от эпицентра до гипоцентра есть глубина очага землетрясения. По глубине сейсмического очага землетрясения делятся на мелкофокусные – глубина до 70 км; среднефокусные – 70–150 км, наиболее разрушительные; глубокофокусные – глубина 150–700 км. Около 90 % землетрясений являются мелкофокусными, причём их большая часть имеет очаг на глубине 7–40 км, где земная кора наиболее хрупкая. Иногда при таком неглубоком очаге разрыв выходит на поверхность в виде разлома, смещения по разлому, надвига и др. Например, очаг землетрясения в Сан-Франциско 1906 г. находился на глубине 15 км.

Интенсивность, или сила землетрясения, указывает на характер и масштаб проявления землетрясения – появление трещин на поверхности Земли, смещение участков горных пород и почвы, разрушение зданий, других искусственных и естественных сооружений и т.д.

Интенсивность является качественной характеристикой и оценивается по тем повреждениям, которые землетрясения вызывают в населённых районах. Существует несколько шкал интенсивности землетрясений. В США – это шкала Меркалли, в странах Европейского союза – Европейская макросейсмическая шкала (EMS), в Японии – шкала Шиндо (Shindo). В Российской Федерации используется 12-балльная шкала интенсивности землетрясений MSK-64, составленная С.В. Медведевым, В. Шпонхойером и В. Карником в 1964 г.

Согласно шкале MSK-64 (табл. 11.2), принята следующая градация интенсивности землетрясений: 1–3 балла – слабые; 4–5 – ощутимые; 6–7 – сильные; 8 – разрушительные; 9 – опустошительные (разрушается большинство зданий); 10 – уничтожающие; 11 – катастрофические; 12 – губительные катастрофы.

Интенсивность землетрясения характеризует степень сотрясений на поверхности Земли и зависит от механизма возникновения землетрясения, глубины очага землетрясения, геологического строения региона, типа горных пород (рыхлые или скальные), степени заболоченности территории и др.

Шкала Медведева-Шпонхоера-Карника (MSK-64)

Балл	Сила землетрясения	Описание баллов интенсивности
1	Не ощущается	Людьми не ощущается. Регистрируется приборами
2	Очень слабые толчки	Ощущается только на верхних этажах зданий
3	Слабое	Лёгкое раскачивание висящих предметов
4	Умеренное	Ощущается внутри зданий как небольшое сотрясение
5	Довольно сильное	Ощущается внутри зданий и на открытых участках. Могут появляться небольшие трещины в стенах домов
6	Сильное	Сильное сотрясение зданий. Падает мебель. Люди выбегают на улицу. Возможны оползни
7	Очень сильное	Повреждение зданий. Неповреждёнными остаются деревянные, а также антисейсмические сооружения. Оползни и трещины на дорогах. Паника среди населения
8	Разрушительное	Сильное повреждение зданий. Более значительные повреждения дорожных покрытий. Отдельные разрывы трубопроводов
9	Опустошительное	Более значительное повреждение зданий. Разрывы подземных трубопроводов. Искривление железнодорожных рельсов
10	Уничтожающее	Всеобщее повреждение зданий. Опасные повреждения плотин, дамб. Появление на земле трещин до 1,0 м. Оползни на склонах речных долин
11	Катастрофа	Разрушение антисейсмических зданий, мостов, плотин, железнодорожных путей, шоссе дорог. Горные обвалы
12	Сильная катастрофа	Разрушение всех наземных и подземных сооружений. Изменение рельефа

На карте интенсивность землетрясения изображается изолиниями интенсивности – изосейстами (рис. 11.4). Каждая изосейста есть замкнутая линия, ограничивающая на карте площадь овальной или эллиптической формы. Область непосредственно над очагом землетрясения, т.е. область максимальной интенсивности, называется плейстосейстовой областью.

Интенсивность землетрясений в эпицентре и плейстосейстовой области тем выше, чем ближе к поверхности находится очаг землетрясения. Для мелкофокусных землетрясений с удалением от

эпицентра колебания быстро затухают. Однако для средне- и глубоководных землетрясений сейсмоколебания охватывают площадь в 1000 км и более.

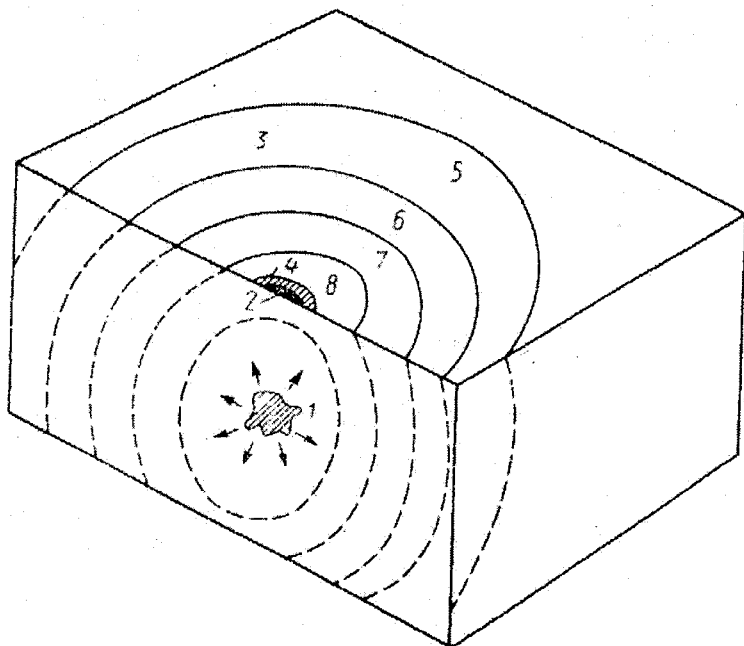


Рис. 11.4. Очаг и изосейсты землетрясения [Короновский, Якушова, 1991].
 1 – очаг; 2 – эпицентр; 3 – изосейсты; 4 – плейстосейстовая область;
 8, 7, 6, 5 – зоны балльности

Магнитуда – скалярная безразмерная величина, являющаяся количественной оценкой энергии сейсмических волн. Существует несколько методик расчёта магнитуд и соответственно несколько шкал магнитуд. Наиболее общепринятой шкалой магнитуд является шкала, предложенная Чарлзом Рихтером в 1935 г. Согласно шкале Рихтера, возрастанию магнитуды на единицу соответствует 32-кратное увеличение освобождённой сейсмической энергии.

Магнитуда M пропорциональна десятичному логарифму амплитуды сейсмических волн с поправкой на расстояние до гипоцентра землетрясения:

$$M = \lg(A/T) + B \lg \Delta + \epsilon,$$

где A и T – амплитуда и период колебаний сейсмической волны; Δ – расстояние от станции наблюдения до эпицентра землетрясения; B и ϵ – константы, зависящие от глубины очага землетрясения. Возрастание амплитуды на единицу означает увеличение магнитуды колебаний в 10 раз. Магнитуды самых слабых землетрясений (3 и менее) регистрируются только высокочувствительными сейсмографами. При магнитуде 5 отмечаются небольшие разрушения, при магнитуде 7 – опустошительные. Самые сильные из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9–9,0.

Существует определённая зависимость между интенсивностью землетрясений J_0 , магнитудой M и глубиной очага H :

$$J_0 = aM - b \lg H + c,$$

где a , b и c – эмпирические коэффициенты, определяемые для конкретного землетрясения.

Сейсмическая энергия землетрясений E – это величина потенциальной энергии, освобождаемой в виде кинетической энергии после разрядки напряжения в очаге и вызывающей сейсмические колебания в горных породах. Помимо колебаний часть энергии расходуется на преодоление сил трения в очаге землетрясения и на выделение тепла. Сейсмическая энергия вычисляется в джоулях по формуле:

$$E = \pi^2 \rho V(A/T),$$

где ρ – плотность горных пород; V – скорость распространения сейсмических колебаний; A – амплитуда смещения; T – период колебаний. Рассчитывают сейсмическую энергию по данным, считываемым с сейсмограмм. Существует уравнение связи между энергией землетрясения и его магнитудой по шкале Рихтера:

$$\lg E = 9,9 + 1,9 M - 0,024 M^2.$$

Из формулы следует колоссальное возрастание энергии при увеличении магнитуды землетрясения. Так, при увеличении магнитуды на единицу энергия возрастает в 32 раза, а при увеличении магнитуды на две единицы – в тысячу раз (рис. 11.5).

В российской сейсмологии используется также характеристика – энергетический класс землетрясений K , выраженный в джоулях и равный десятичному логарифму от сейсмической энергии

на расстоянии 10 км от гипоцентра землетрясения, $K = \lg E$. Например, если $E = 10^{15}$, то $K = 15$.



Рис. 11.5. Соотношение амплитуды землетрясений и выделившейся энергии [Короновский, 2002]

11.4. Сейсмическое районирование

Распространение землетрясений на земном шаре установлено в настоящее время с большой точностью. Оно крайне неравномерное. Это Тихоокеанское кольцо, в Атлантическом и Индийском океанах сейсмическая активность проявляется вдоль срединно-

океанических хребтов, высоко сейсмическая Восточно-Африканская рифтовая зона, сейсмический пояс прослеживается от Средиземноморья, через Малую и Среднюю Азию до Гималаев (рис. 11.6). Все землетрясения приурочены к областям высокой тектонической активности, где напряжения накапливаются и периодически разряжаются в виде землетрясений. Одновременно огромные территории древних платформ, внутренних частей плит являются асейсмическими.

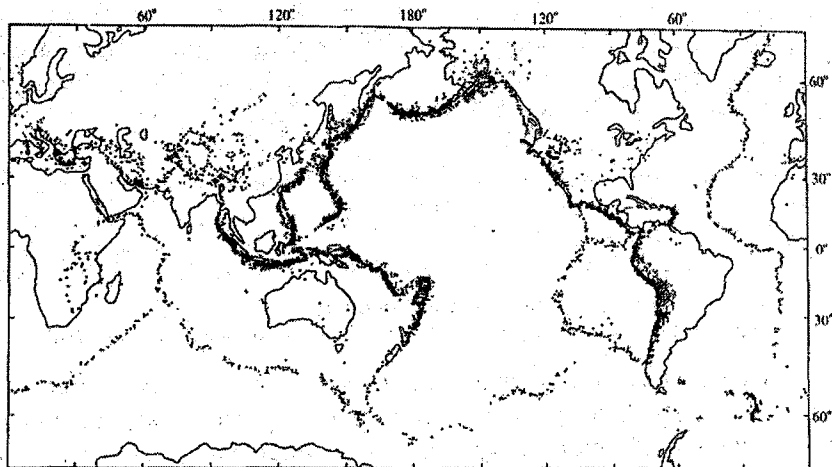


Рис. 11.6. Размещение эпицентров землетрясений на поверхности Земли [Хаин, Ломизе, 2005]

Согласно современной теории тектоники литосферных плит, хорошо объясняющей распределение сейсмических зон, наибольшее количество землетрясений происходит на границах литосферных плит в зонах спрединга, субдукции, коллизий (рис. 11.7). Изучая в середине 1950-х годов распределение землетрясений в сейсмических поясах, американский сейсмолог Хьюго Бенюф (1899–1968) установил, что к зонам срединно-океанических хребтов всегда приурочены мелкофокусные землетрясения сравнительно небольшой амплитуды, а почти все глубоко фокусные землетрясения происходят в зонах погружения океанических плит под континентальные, причём глубина очага возрастает с приближением к опускающемуся концу плиты. Участки скопления таких глубокофокусных землетрясений на плитах, уходящих под континенты

получили название зон Беньофа или зон Вадаги-Беньофа. Кийо Вадаги (1902–1995) – японский сейсмолог, впервые обративший внимание на распределение глубоководных землетрясений на примере Японских островов.

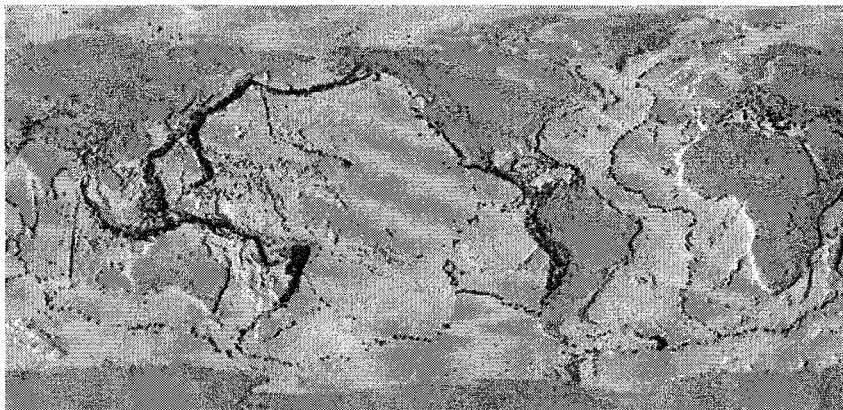


Рис. 11.7. Распределение на земной поверхности 14 229 землетрясений с магнитудой 5 и выше за период 1980–1990 гг. [Tarbuck, Lutgens, 1996]

В последнее время значительно усилилась сейсмическая активность зоны Беньофа вдоль восточной окраины северной Евразии – районы Камчатки, Курильской и Японской островных дуг (рис. 11.7). В 1991-1993 гг. здесь было 5-6 сильных землетрясений с $M = 6,5$, в 1994 г. – 14, в 1995 г. – 20 и в 1996г. – 12. Все эти землетрясения связаны с субдукцией океанических плит.

11.5. Цунами

Землетрясения происходят не только на суше, но и на океаническом и морском дне, вызывая волны, называемые цунами. В переводе с японского – это большая волна. При подводном землетрясении в результате быстрого опускания или поднятия океанического ложа в эпицентре землетрясений нарушается уровень океанической водной поверхности, и возникают длинноволновые, охватывающие всю толщу воды, волны – цунами, длина которых определяется площадью эпицентральной области и может достигать сотен километров (рис. 11.8).

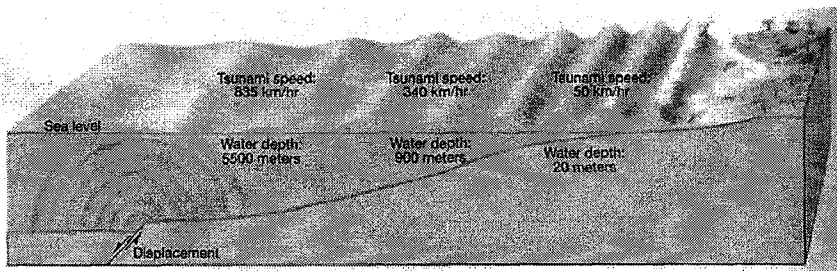


Рис. 11.8. Схема возникновения волн цунами в результате смещения океанического ложа. Скорость распространения волн зависит от глубины. У побережья продвижение волн резко замедляется, и высота может достигать 30 м, а иногда 50 м, тогда как вдали от берега высота волн обычно не превышает 30 см [Tarbuck, Lutgens, 1996]

Распространяясь во все стороны от эпицентральной области, в открытом океане волны проходят значительные расстояния со скоростью обычно более 500 км/ч. Поэтому есть время для оповещения населения о приближении цунами. Скорость и размер цунами зависит от глубины. Наблюдения показали, что на глубинах 5500, 900 и 20 м скорость волн цунами была 835, 340 и 50 км/ч соответственно.

Вдали от берега цунами остаются незамеченными, так как высота волн обычно составляет 30–50 см при длине волн от 100 до 700 км. При приближении к берегу, когда резко убывает глубина по сравнению с районом эпицентра, движение волн замедляется, длина волн резко сокращается и их высота возрастает до 30 м и более. Вся энергия сосредотачивается в сравнительно небольшом объёме воды, ограниченном снизу шельфом или береговой отмелью, что делает эти волны крайне разрушительными при их обрушении на берег.

Волны цунами, вызванные подводными землетрясениями, способны проходить огромные расстояния (рис. 11.9). Цунами, обрушившиеся 1 апреля 1946 г. на Гавайские острова с высотой волн до 17 м, зародились в районе Алеутского жёлоба у о. Уникама. Вначале их высота была 30 см, длина волн 150 км, начальная скорость 760 км/ч. Расстояние в 3200 км цунами прошли менее чем за 5 ч. Чилийское землетрясение 1960 г. вызвало цунами через 22 ч, достигшими Японии, пройдя весь Тихий океан – 17 000 км.

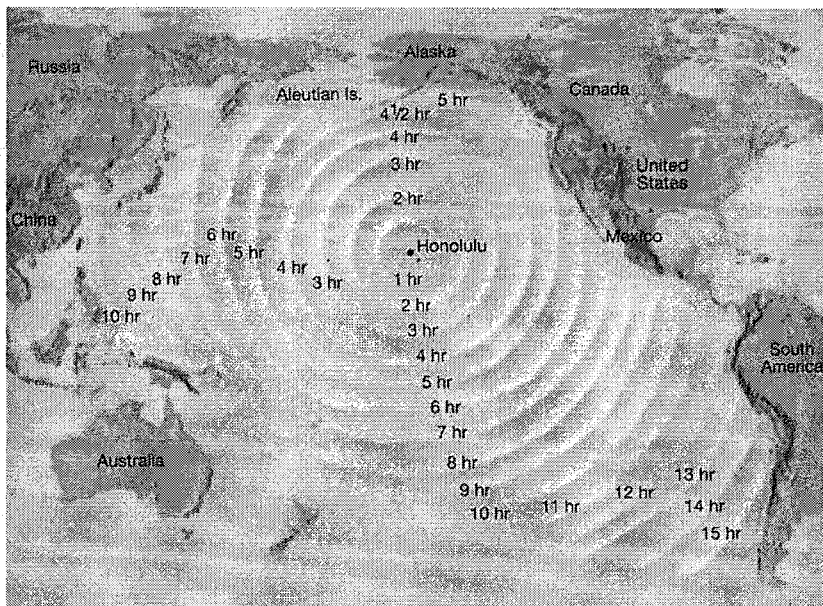


Рис. 11.9. Время распространения в часах волн цунами от о. Оаху (Гавайские о-ва) [Tarbuck, Lutgens, 1996]

Цунами могут возникать не только при землетрясениях, но и при подводных вулканических извержениях, значительных по объёму оползнях. На Аляске 9 июля 1958 г. в бухту Литуя со склонов горы сошёл оползень объёмом 80 млн м³, вызвавший волну высотой 524 м и обрушившийся на склоны гор, что позволило достаточно точно определить высоту волны. Взрыв вулкана Кракатыу в Зондском проливе 26 июня 1883 г. вызвал цунами высотой до 40 м и с начальной скоростью 600 км/ч, дошедшими до Африки, обогнувшими её и вызвавшими незначительное повышение уровня воды у берегов Англии.

11.6. Проблема прогноза землетрясений

Важнейшими задачами сейсмологии, наряду с изучением механизмов землетрясений, выделением сейсмических зон является прогнозная оценка потенциальной сейсмической опасности, т.е. максимальной возможной интенсивности землетрясений в баллах. Научно обоснованное сейсмическое районирование и прогноз зем-

летрясений позволяют сократить капиталовложения на сейсмостойкое строительство, на восстановление разрушенных в результате землетрясений сооружений.

В результате проводимого сейсмического районирования составляются разномасштабные карты сейсмической опасности (рис. 11.10). В настоящее время до 20 % территории России подвержено землетрясениям силой до 7 баллов, 15% территории находится в зоне землетрясений силой в 8–10 баллов – это Камчатка, Курильские острова, Дальний Восток, Байкальский регион, Северный Кавказ. Работа над картой общего сейсмического районирования России по выделению и уточнению границ сейсмических зон продолжается, так как возрастает необходимость повышения достоверности прогнозов и получения эффективных оценок сейсмических рисков.

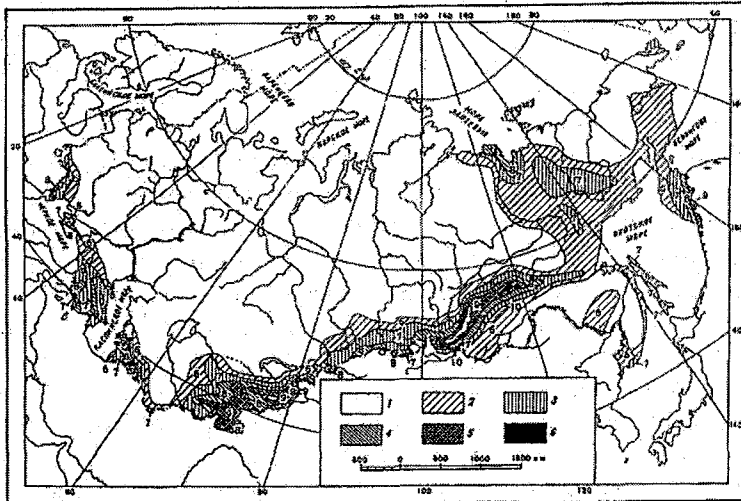


Рис. 11.10. Сейсмическое районирование территории РФ и стран СНГ. Районы с различной балльностью показаны цифрами (1–6) [Короновский, 2002]

Сейсмопрогнозирование или прогноз отдельных землетрясений в пределах сейсмических областей остаётся наиболее сложной проблемой. Сейсмические прогнозы могут быть долгосрочными и краткосрочными.

Долгосрочные прогнозы даются на срок порядка несколько лет, на десятки лет и на первые сотни лет. Они основаны на анали-

зе пространственно-временных изменений численности землетрясений небольшой интенсивности. Возможные координаты эпицентров прогнозируемых землетрясений оцениваются с точностью порядка сотен километров. Понятно, что достоверность долгосрочных прогнозов крайне невелика.

Краткосрочные прогнозы даются на год, месяцы, дни и даже часы и являются в определённой мере достаточно обоснованными. Они строятся на основе анализа предвестников землетрясений — геофизических, геохимических, гидродинамических и в первую очередь сейсмологических характеристик и показателей региона. Такими предвестниками землетрясений являются: увеличение содержания радона в подземных водах, падение уровня подземных вод за несколько лет до сильного землетрясения и резкий подъём их уровня непосредственно перед началом землетрясения, возрастание электропроводности глубоких слоёв земной коры и изменение скорости прохождения сейсмических волн за два-три месяца до начала землетрясения, аномальные изменения состояния геомагнитного поля и др.

Практически полезный прогноз, позволяющий предупредить и эвакуировать население, должен быть краткосрочным и с большой точностью указывать место, время и магнитуду землетрясения. Недостаточная эффективность краткосрочных прогнозов объясняется не недостатком наблюдений, а как слабым пониманием физических процессов, происходящих в очагах больших землетрясений, так и их особенностями, определяющими недетерминированность и хаотичность сейсмического процесса. В настоящее время анализ сейсмических, геологических и геофизических данных только позволяет наметить те области, где землетрясения наиболее вероятны и приблизительно оценить их максимальную магнитуду.

Основные выводы. *Землетрясения есть особый вид движения вещества, слагающего литосферу, выражается в волновых колебаниях, вызывающих деформации в земной коре. Интенсивность, или сила землетрясения, т.е. степень разрушений на поверхности, оценивается по 12-балльной шкале. Магнитуда, характеристика энергии сейсмических волн, по 9-балльной шкале Рихтера. В настоящее время вполне сейсмическое районирование территории земной поверхности. Составлены разномасштабные карты сейсмической опасности. Остаётся актуальной и не окончательно решённой проблема сейсмических прогнозов. Особенно это касается долгосрочных прогнозов.*

Контрольные вопросы

1. Что такое землетрясение и каков механизм его возникновения?
2. Назовите типы сейсмических волн. Дайте их краткую характеристику.
3. Что такое очаг, гипоцентр, фокус и эпицентр землетрясения?
4. Что такое интенсивность землетрясения и шкала MSK-64?
Как интенсивность изображается на карте?
5. Что такое магнитуда и шкала Рихтера?
6. Каково распределение сейсмических зон на Земле?
7. Что такое цунами и как они образуются?
8. Каково настоящее состояние проблемы прогноза землетрясений и цунами?

Глава 12

МАГМАТИЗМ

12.1. Магматизм и магматические горные породы

Магматизм – это геологический процесс образования магмы на большой глубине при температуре существенно более высокой из-за давления вышележащих толщ, чем температура плавления горных пород, её дальнейшей химической эволюции, перемещения в литосферу или на её поверхность и последующего застывания, т.е. превращения в твёрдую фазу с образованием геологического тела.

Магма есть флюидно-силикатный расплав сложного состава. Флюидным состоянием вещества называют состояние, при котором отсутствует граница между жидкой и газовой фазами. Как любая жидкая фаза, магматический расплав стремится переместиться в область наименьшего давления. Поэтому при наличии трещин, каких-либо других ослабленных зон или при выжимании в результате тектонических напряжений магма внедряется в земную кору, иногда поступая на её поверхность в виде вулканических выбросов или излияний. При застывании расплава в результате падения температуры образуются изверженные, или магматические, горные породы, состоящие преимущественно из силикатов.

В настоящее время доказано отсутствие магмы в виде непрерывной земной оболочки.

Исходя из среднего значения геотермического градиента ($3\text{ }^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м) можно предположить, что на глубине 100 км температура будет более $2000\text{ }^{\circ}\text{C}$. Температура плавления большинства горных пород менее $1500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Однако значительное давление на глубине, 10 кбар у подошвы континентальной земной коры и сотни килобар в мантии делает плавление пород невозможным, для чего необходимо дополнительное пространство. Помимо высокой температуры плавление требует дополнительных условий: локального понижения давления, что возможно в зонах разломов или подъёма мантийного вещества на более высокий уровень с меньшим давлением, а также присутствия в породе или привноса

достаточного количества щелочей и так называемых летучих компонентов, воды, галогенов, двуокиси углерода и др., понижающих температуру плавления.

Поэтому магма как жидкая фаза присутствует только в так называемых магматических очагах, периодически образующихся в мантии в связи с локальными подъёмами температуры, с падением давления в результате возникновения тектонических трещин глубокого заложения, с привносом щелочей, воды и других компонентов.

При затвердевании магмы в земной коре на глубине в условиях достаточно высокого давления и медленного падения температуры формируются интрузивные горные породы. А при затвердевании расплава, излившегося на земную поверхность, т.е. в условиях низкого давления и резкого падения температуры, формируются эффузивные, вулканические горные породы.

При попадании магмы на земную поверхность, т.е. при резком падении температуры, процесс кристаллизации или не начинается, тогда при затвердевании расплава образуется вулканическое стекло, горная порода аморфного строения, или при неполном завершении процесса кристаллизации - порода скрытокристаллического строения, которое различимо только под микроскопом.

Кристаллизация магмы на глубине при её охлаждении в условиях сравнительно медленного понижения температуры происходит не в узком температурном интервале, как на поверхности, а растягивается во времени. Это последовательный процесс выделения минералов из расплава, происходящий одновременно с падением температуры. В первую очередь выделяются более тугоплавкие минералы. В 1928 г. Норман Боуэн (1887–1956) на основе экспериментов и полевых наблюдений установил последовательность кристаллизации главных породообразующих минералов, состоящую из двух серий кристаллизации: прерывисто-реакционной и непрерывно-реакционной, так называемый реакционный ряд, или принцип Боуэна.

Затвердевание магмы начинается с того, что наиболее высокотемпературные минералы обеих серий, принадлежащие одному температурному интервалу, кристаллизуются одновременно. Поэтому горные породы типа габбро, содержащие оливин и магнети-

альные пироксены, имеют в своём составе только плагиоклазы с преобладанием анортитовой компоненты.

В процессе кристаллизации магмы при достаточно медленном понижении температуры между жидкой и твёрдой фазами поддерживается равновесие, т.е. ранее образованные кристаллы, если не происходит их отделения от расплава, например в результате гравитационного осаждения, реагируют с расплавом, изменяя свой состав. Поэтому плагиоклазы первой стадии кристаллизации отличаются высоким содержанием кальция, но по мере падения температуры их состав меняется, они постепенно обогащаются натрием и затем калием. В результате образуется непрерывная серия гомогенных твёрдых растворов – это правая ветвь реакционного ряда Боуэна.

При кристаллизации минералов левой ветви ряда Боуэна, (прерывистая серия) образующиеся минералы при реакции с расплавом замещаются новыми минералами, имеющими другой состав и кристаллическое строение, т.е. происходит замещение без непрерывных переходов. Например, оливин превращается в пироксен, пироксен в амфибол, амфибол в биотит. Такие переходы не обязательно полные, они могут быть и частичными, поэтому в габбро и базальтах нередко встречается оливин.

Прерывистая серия

Оливины



Mg-пироксены



Mg – Ca-пироксены



Амфиболы



Биотиты



Калиевый полевой шпат



Мусковит



Кварц

Непрерывная серия

Кальциевые плагиоклазы



Кальциево-щелочные
плагиоклазы



Щелочно-кальциевые
плагиоклазы



Щелочные плагиоклазы



Калиевый полевой шпат



Мусковит



Кварц

Когда реакция между кристаллами и расплавом проходит до конца, то по затвердевании горная порода оказывается сложной минералами, кристаллизующимися последними. Ранее образованные минералы растворяются в процессе реакций с расплавом.

В условиях равновесной кристаллизации, т.е. когда её ход определяется только понижением температуры, все реакции идут до конца, ранее образованные минералы замещаются новыми, расположенными ниже в реакционном ряду Боуэна, и при затвердевании расплава его средний химический состав будет соответствовать составу исходной магмы.

Однако в природе ход кристаллизации редко бывает равновесным. Он постоянно дополняется другими факторами, вызывающими расслоение расплава, удаление из него образующихся кристаллов и др. Это процессы магматической дифференциации прерывают равновесный ход кристаллизации и каждый раз как бы начинают его снова.

12.2. Магма и её эволюция

Магма или магматический расплав – это всегда двухкомпонентная система, состоящая из двух фаз, жидкости и газа. С началом процесса кристаллизации добавляется твёрдая фаза и система становится трёхкомпонентной.

Ранее большинством исследователей признавалось существование магмы только основного или базальтового состава с содержанием SiO_2 от 40 до 50 % и обогащённой ионами Mg, Ca, Fe. Эта первичная базальтовая магма при её продвижении вверх проходит разные стадии химической эволюции и изменяется по составу. В результате при затвердевании образуются различные по составу горные породы.

Позже было показано, что возможный объём всех кислых или гранитоидных пород, которые могли образоваться из остаточного расплава базальтовой магмы, составляет не более 10 % от общего количества этих пород в природе, что не позволяет рассматривать гранитную магму как дериват базальтовой. Поэтому было высказано предположение о существовании помимо базальтовой также и кислой, или гранитной, магмы с содержанием SiO_2 от 65 до 78 % и обогащённой щелочными металлами. В настоящее время боль-

шинством исследователей признаётся существование двух независимых первичных магм – основной, или базальтовой, и кислой, или гранитной. Гранитная магма в отличие от базальтовой не имеет глубинного происхождения и, по-видимому, образовалась при плавлении нижних участков континентальной земной коры.

Эти два типа магм, помимо различного химического состава, имеют различные физические свойства – температуру, плотность, вязкость. Начальная температура магм от 1800–1600 °С для основных и порядка 600 °С для кислых, определяется составом магмы и глубиной магматического очага. Плотность кислых магм меньше – 2,2–2,3 г/см³, а основных магм – 2,8–3,0 г/см³ т.е. выше, чем средняя плотность континентальной земной коры – 2,77 г/см³. Вязкость – свойство, характеризующее подвижность магмы, при наличии градиента давления возрастает от ультраосновных и основных магм к кислым, с увеличением содержания в расплаве кремнезёма. Наличие паров воды и других летучих компонентов, наоборот, повышает подвижность расплава. При выбросе на поверхность базальтовые расплавы образуют потоки на десятки и даже сотни километров, а вязкие кислые расплавы выдавливаются на поверхность в виде куполов или при обогащении летучими компонентами образуют короткие лавовые потоки.

По мнению сторонников двух различных родоначальных магм глубинные магматические тела, батолиты и близкие к ним интрузии, наблюдаемые в пределах континентальной земной коры, могли произойти только из гранитной магмы, тогда как вулканические породы и некоторые интрузивные, образовавшиеся на небольшой глубине, произошли из базальтовой магмы.

Разнообразие видов изверженных горных пород, образовавшихся как из базальтовой, так и гранитной магмы, определяется также изменениями первичного состава магм. В настоящее время процессы эволюции химического состава магм во время их внедрения достаточно хорошо изучены теоретически и экспериментально. Они сводятся к процессам магматической дифференциации, ассимиляции и смешивания магм. Эволюционное изменение магмы не определяется только одним из этих процессов. Все эти процессы сопровождают продвижение магматического расплава, меняется только их интенсивность.

Дифференциация магмы – это совокупность процессов, обусловливающих при внедрении магмы и её последующего охлаждения формирование из однородного по составу первичного расплава горных пород различного химического состава, пород разных по минеральному составу или с разным количественным соотношением одних и тех же минералов. Дифференциацию различают кристаллизационную и собственно магматическую, или ликвационную.

Кристаллизационная дифференциация – это процесс изменения химического состава магмы, вызванный появлением в ней твёрдой фазы, т.е. минералов, и последующим пространственным обособлением этих минералов и их удалением из расплава по мере их кристаллизации. Это возможно при осаждении тяжёлых минералов под действием силы тяжести или, наоборот, при всплывании лёгких минералов, или при выжимании расплава из частично консолидированной массы.

Полевые наблюдения габброидных массивов свидетельствуют о скоплении в нижних слоях оливина и магнезиальных пироксенов и об общем убывании удельного веса породы снизу вверх. На основании таких наблюдений можно предположить, что стратифицированное строение таких интрузий является результатом кристаллической дифференциации, происходившей в соответствии с реакционным рядом Боуэна.

В результате кристаллизационной дифференциации при гравитационном осаждении оливина, пироксенов и других минералов с высокой плотностью из магмы первоначально базальтового состава формируются кислые горные породы.

Дифференциация в жидком состоянии получила название магматической, или ликвационной. Ликвация – это распад однородного расплава или его расслоение при понижении температуры на две или более несмешивающихся жидкости различного состава. Чем ниже температура, тем полнее разделение. Происхождение полосчатости в массивах пород часто объясняют процессами ликвации. Например, массив Скергаард в Гренландии, Бушвельдская интрузия в ЮАР (рис. 12.1).

Ассимиляция – это захват магмой при её движении вмещающих пород, их расплавление и усвоение, что приводит к измене-

нию её состава. Процесс более характерен для высокотемпературных магм. При затвердевании такой магмы возникают гибридные породы, часто встречающиеся в краевых частях крупных тел магматических глубинных пород. Нередко в таких породах наблюдаются ксенолиты, т.е. реликты захваченных магмой вмещающих пород и не полностью переплавленные.



Рис. 12.1. Перемежасмость полевошпатовых (светлых) и хромитовых (тёмных) прослоев. Бушвельдская интрузия. Южная Африка [Уэйджер, Браун, 1970]

Гибридные породы образуются также в результате гибридации, или смешивания, различных по составу магм, что приводит к образованию нового расплава смешанного химического состава. Это обычно вулканические породы и породы малых интрузий. К продуктам смешивания двух частично закристаллизованных магм могут быть отнесены породы, состоящие из кристаллов, которые не могут существовать одновременно в равновесии с одним и тем же расплавом. Например, встречающиеся в лавовых потоках плагиоклазовые вкрапленники разного состава, неравновесные с основной массой породы. Наличие таких вкрапленников может также объясняться и неполной ассимиляцией захваченных магмой боковых пород. Однако их возникновение в результате смешивания различных магм до их излияния на поверхность с большой вероятностью подтверждается широким и равномерным распределением таких вкрапленников и их однотипностью.

Можно предположить, что процесс гибридизации двух или более магм имеет ограниченное распространение как из-за вязкости силикатных расплавов, так и из-за обычно короткого времени взаимодействия различных расплавов при их миграции в верхние горизонты. Полевые наблюдения подтверждают ограниченность гибридизации.

В процессе своей эволюции при продвижении от мантийного магматического очага до земной коры или её поверхности магма проходит сложный путь. Меняясь по составу, магмы при затвердевании образуют различные магматические тела, различающиеся по химическому и минеральному составам, внутреннему строению, условиям и форме залегания. Изучение их строения и формы залегания позволяет понять механизм внедрения магмы и строить гипотезы об её эволюции.

12.3. Эффузивный магматизм

Обладая избыточным давлением, магма из магматического очага поднимается по трещинам или прорывает земную кору и извергается на поверхность. Магматический или в данном случае вулканический очаг представляет собой скопление расплава в твёрдом теле мантии и основании земной коры. Глубина очага колеблется от нескольких километров до 100–150 км. Сейсмические исследования указывают на следующие глубины вулканических очагов: 40 км для вулкана Парикутин (Мексика), 80–100 км для вулкана Колима (Мексика), 60 км для вулкана Ключевская Сопка (Россия), 4 и 6 км для вулканов Килауэа (о. Гавайи) и Везувия (Апеннинский п-ов) соответственно.

Извержение магмы на поверхность Земли называется эффузивным магматизмом, или вулканизмом. При затвердевании магматического расплава на поверхности образуются эффузивные, или вулканические горные породы.

Магма, изливающаяся на поверхность, называется лавой. В связи с потерей расплавом при его попадании на поверхность части летучих компонентов лава по сравнению с магмой оказывается в значительной степени дегазированной и её состав существенно отличается от начального состава магмы.

Помимо жидкой фазы – лавы при вулканических извержениях на поверхность выбрасывается большое количество газообразных и твёрдых вулканических продуктов.

Газообразные вулканические продукты играют существенную роль при извержении: прокладывают путь поднимающейся магме, уменьшая её вязкость и плотность, делают её более подвижной. При небольшом количестве и невысокой температуре газы выделяются из магмы спокойно, одновременно с излиянием лавы. А при значительной насыщенности магмы газами и их высокой температуре происходят мощные извержения взрывного характера. В состав вулканических газов входят, кроме воды: H_2 , Cl_2 , B , N , NF , NH_3 , SO_2 , CO , CO_2 , а также некоторые металлы. Например, в пробах газа вулкана Плоский Толбачик (Россия) присутствуют следы меди, цинка, свинца, олова и др.

Выбрасываемые на поверхность твёрдые вулканические продукты, называемые пирокластическими, представляют собой вулканические песок и пепел, лапилли, вулканические бомбы. Вулканические песок и пепел – это мелкие застывшие в воздухе частицы лавы размером 0,25–2,0 мм и 0,1–0,25 мм соответственно, лапилли – куски затвердевшей лавы размером 1,5–5,0 см. Вулканические бомбы имеют размер до одного метра и более, это как куски затвердевшей лавы, так и куски вмещающих горных пород, оторванные газовыми взрывами при их прорыве на поверхность.

В зависимости от строения каналов, характера и механизма излияния лавы различают эффузивный магматизм трещинного и центрального типа.

При вулканических извержениях трещинного типа излияние лавы происходит по трещинам в земной коре, имеющим иногда большую протяжённость – десятки и первые сотни километров. Для трещинного вулканизма характерно излияние очень подвижной лавы основного состава. В результате возникают лавовые покровы, занимающие огромные территории и мощностью обычно в десятки и первые сотни метров. Лавы основного состава, базальтовые, изливаясь с начальной температурой 1100–1200 °С сохраняют относительную подвижность до температуры 700–600 °С. Скорость лавового потока зависит от вязкости, температуры, наклона местности и колеблется в пределах 30–60 км/ч.

В настоящее время небольшие трещинные излияния наблюдаются в Исландии (рис. 12.2), хотя в прошлом были распространены довольно широко, на что указывают сохранившиеся базаль-

товые покровы в Сибири – 1,5 млн км² и Деканское плато на полуострове Индостан – свыше 500 тыс. км² при мощности до 2000 м.



Рис. 12.2. Лавовый покров, образованный в результате трещинного излияния вулкана Лаки, Исландия [Добровольский, 2008]

Вулканы центрального типа представляют собой гору в виде конуса обычно с более пологими склонами у основания. Извержения центрального типа происходят не по трещинам, а по узкому трубообразному выводному каналу, ведущему от магматического очага к земной поверхности и образовавшемуся при прорыве вулканических газов. Диаметр канала от нескольких до десятков метров, иногда может достигать и первых сотен метров. Сверху канал заканчивается чашеобразным расширением – кратером. Как правило, кратер располагается на вершине скопления продуктов вулканических извержений и по мере их накопления он поднимается. Иногда на склонах имеются дополнительные кратеры, подводящие каналы, которые ответвляются от главного жерла (рис. 12.3).

Кратер вулкана, представляющий собой округлую впадину глубиной до первых сотен метров и до 10–20 км в диаметре, с крутыми, иногда ступенчатыми, стенками и относительно ровным дном, называется кальдерой. Кальдеры образуются в результате мощных вулканических выбросов, приводящих к опустошению магматического очага и последующему проседанию вышележащего блока земной коры по разломам, окаймляющим вулкан (рис. 12.4).

Накапливаясь на склонах в результате неоднократных извержений, вулканические продукты образуют конусовидные горы высотой в тысячи метров. Мауна-Лоа, один из Гавайских островов, представляет собой вулканический конус, поднявшийся над океаническим дном на 9170 м. Форма конуса определяется степенью текучести лавы и характером извергаемого рыхлого материала.

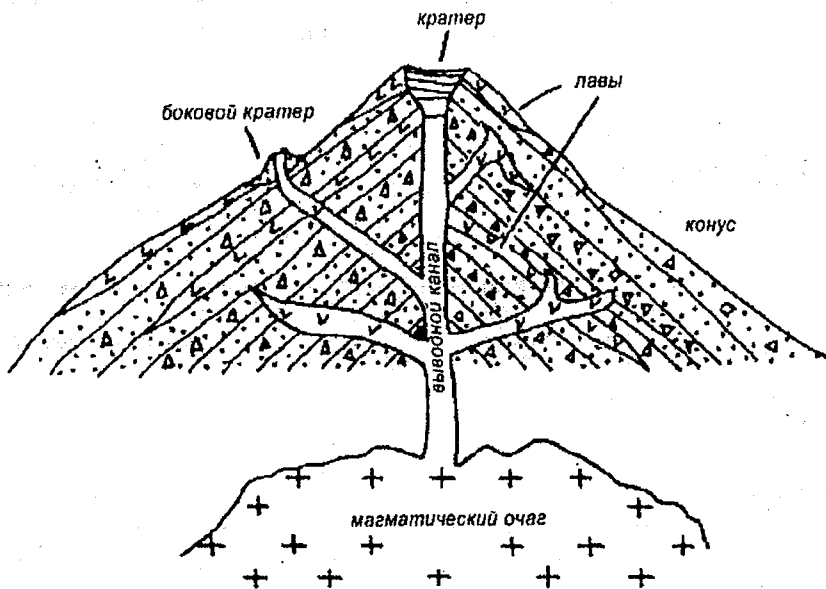


Рис. 12.3. Схема строения вулкана [Карлович, 2005]

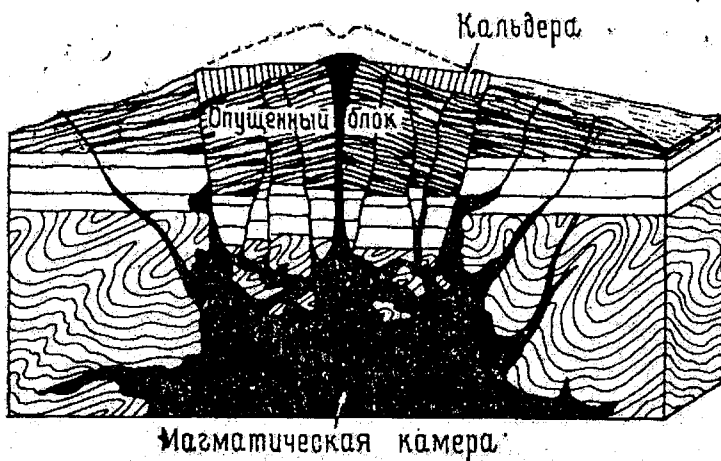


Рис. 12.4. Возникновение кальдеры в результате обрушения глыбы земной коры в расположенную под ней магматическую камеру [Раст, 1982]

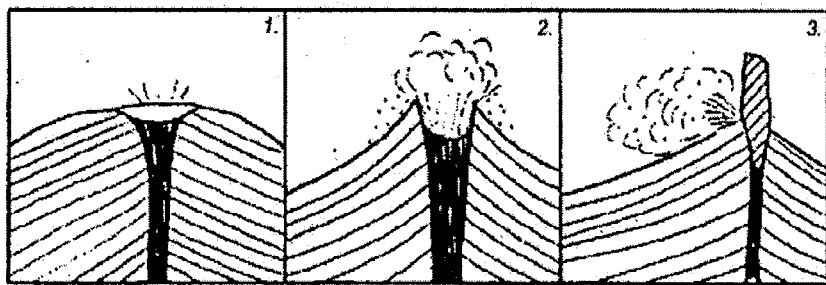


Рис. 12.5. Типы вулканических извержений.

1 – гавайский; 2 – стромболианский; 3 – пелейский [Карлович, 2005]

В зависимости от строения вулканического конуса и характера извергаемого материала вулканы центрального типа делятся на ряд типов (рис. 12.5).

Гавайский тип. Характеризуется излиянием базальтовой лавы, сравнительно бедной газами. Извергаемая лава высокотемпературная (до 1300 °С), подвижная. Потоки лавы до её застывания успевают покрыть значительные площади, и возникают лавовые покровы. Излияние лавы спокойное, без взрывов, сопровождаемое равномерным выделением газов, поэтому доля выбрасываемых рыхлых вулканических продуктов незначительна. Склоны вулканических конусов пологие. Иногда такие вулканы с пологими склонами называют щитовыми. Вулканы гавайского типа – это вулканы Гавайских островов, Исландии и некоторые вулканы Восточной Африки.

Стромболианский тип. Назван по вулкану Стромболи, Липарские о-ва. Лава вулканов этого типа среднего и кислого составов, вязкая, богатая газами. Температура лавы не превышает 1000–1100 °С. При попадании на поверхность лава далеко не растекается. Газовые взрывы сильные, сопровождаются выбросами вулканических бомб, лапиллей, пепла и шлаков (пористых пузырчатых небольших застывших кусков лавы). К этому типу вулканов относятся многие вулканы Камчатки (Ключевская Сопка, Авачинская Сопка и др.), некоторые вулканы Центральной Америки и вулканы Липарских островов.

Пелейский тип. Назван по вулкану Мон-Пеле (северная оконечность о. Мартиника). Извергается очень вязкая лава, богатая

кремнезёмом. Она выдавливается из жерла вулкана в виде обелисков или куполов, затвердевая, закупоривает жерло вулкана, образуя пробку. Извержения происходят при прорыве пробки газами, что сопровождается сильными взрывами с выбросами газов, пепла, вулканических бомб. Примером такого извержения является извержение вулкана Мон-Пеле в 1902 г. Выброшенным при взрыве пеплом и каменистым материалом был погребён город Сан-Пьер. Погибло около 30 тысяч человек. После такого выброса рыхлых вулканических продуктов в результате мощного взрыва из жерла вулкана начала выдавливаться вязкая андезитовая лава со скоростью 10–12 м в сутки. После затвердевания лавы образовался скальный монолит в виде «иглы» высотой до 300 м (рис. 12.6). Вскоре он начал разрушаться и игла распалась, превратившись в скопление кусков лавы, покрывших склоны вулкана.



Рис. 12.6. «Игла» Мон-Пеле.

Массив вязкой кислой лавы был выдвинут из жерла вулкана на высоту до 300 м, вскоре всё природное обелископодобное сооружение разрушилось [Раств, 1982]

Особую группу газовой-взрывных вулканов центрального типа составляют маары и диатремы (трубки взрыва). Это вулканы однократного взрывного выброса газов и обломков горных пород. Морфологически представляют собой округлые воронки взрыва, заполненные и окруженные обломками выброшенных пород. Канал вулканов заполнен обломочным вулканогенным материалом и уходит на сотни метров вглубь. Лавовых излияний не обнаружено. Расплавы застывают глубоко в жерле вулкана. Диаметр воронок до 3000 м при глубине 300–400 м. В диатремах или трубках взрыва выводной канал помимо обломков вмещающих пород может содержать ультраосновную алмазоносную магматическую породу – кимберлит. Маары в отличие от диатрем имеют магматический очаг менее глубокого заложения. Их канал заполнен вулканическим пеплом, воронки взрыва нередко заполняются водой.

После извержения вулкана, в так называемую поствулканическую стадию, в его окрестностях наблюдаются многочисленные выходы вулканических газов и вод – фумаролы, сольфатары, мофетты, гейзеры. Фумаролами называют выходы из трещин или небольших отверстий на поверхность вулканов или неостывших лавовых потоков горячих газов и паров воды, температура которых колеблется от 100 до 600 °С. В высокотемпературных фумаролах в состав выделяемых газов входят хлористый натрий, хлористый калий и др. Сольфатарами называют среднетемпературные фумаролы, около 200 °С, в составе которых преобладают сернистый, углекислый и некоторые другие газы. В низкотемпературных, менее 100 °С, фумаролах (или мофеттах) преобладает углекислый газ с примесью водяного пара.

Гейзеры – это источники, периодически выбрасывающие на поверхность горячую воду и пары воды. Временные интервалы между выбросами колеблются от нескольких минут до нескольких часов. Высота столба выбрасываемой горячей воды достигает первых десятков метров. Такие фонтанирующие выбросы объясняются наличием в районе вулканической активности на небольшой глубине резервуара с подземной водой, имеющего коленообразно изогнутый канал, выходящий на поверхность (рис. 12.7).

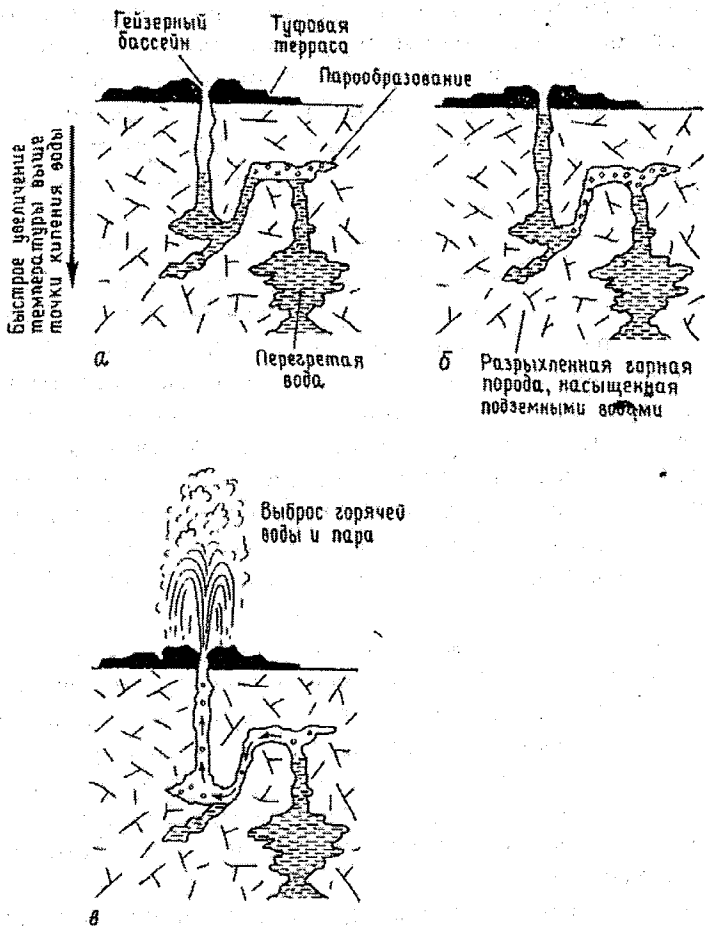


Рис. 12.7. Схема действия гейзера [Раств, 1982].

- а – после очередного выброса снова начинается накопление пара в пространстве между двумя полостями, заполненными восходящей горячей водой;
 б – усилившееся давление пара, вследствие парообразования в ограниченном пространстве, продвигает вверх вышерасположенный столб горячей воды;
 в – парообразование достигает критической точки, столб воды и пара выбрасывается на поверхность в виде фонтана

Под действием вулканического теплового потока вода в резервуаре нагревается до кипения. Пар накапливается и при превышении критического давления выходит на поверхность, выбра-

сывая при этом воду, находящуюся в коленообразном канале. Давление падает, коленообразный канал заполняется не перегретой водой и процесс начинается снова с накопления пара. Горячая вода гейзеров насыщена кремнезёмом и другими минеральными веществами. Поэтому в местах выхода воды на поверхность в результате падения температуры в осадок выпадает кремнезём и накапливается кремнистый туф – гейзерит, порода, состоящая в основном из опала.

По обилию гейзеров выделяют четыре района. Это Долина гейзеров на Камчатке (рис. 12.8), Исландия (рис. 12.9), Йеллоустонский национальный парк (штат Вайоминг, США) и о. Северный, его центральная часть (Новая Зеландия).

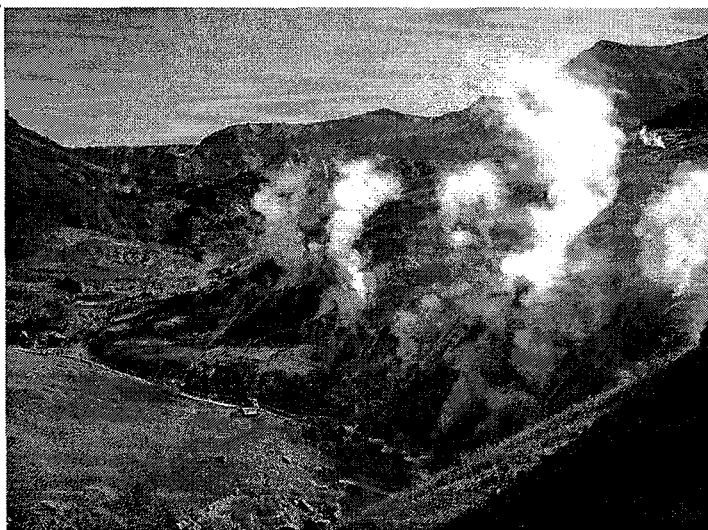


Рис. 12.8 Долина гейзеров. Камчатка (www.ruschudo.ru/miracles)

К районам вулканической и поствулканической активности приурочены термальные источники, или термы (гидротермы), – выходы на поверхность термальных подземных вод. Температура некоторых терм достигает 80–90 °С. Повышение температуры может происходить за счет поступления тепла от вулканического источника или при поднятии воды из более глубоких горизонтов земной коры. При содержании в воде растворённых твёрдых веществ более 1 г/л термальные воды называются минеральными. На

территории России гидротермы распространены на Камчатке, Курильских островах, Кавказе и в ряде других регионов.

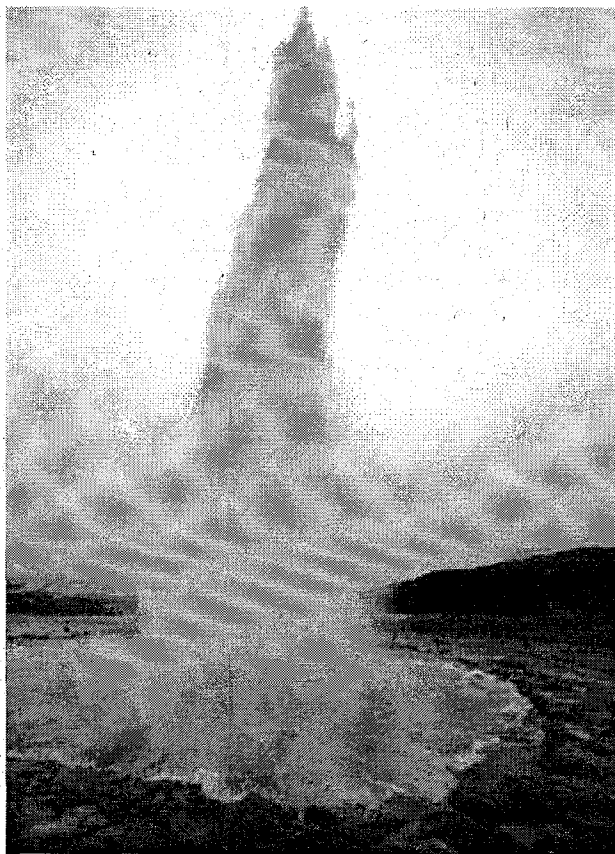


Рис. 12.9. Гейзер. Исландия (www.danilenko.info)

К поствулканическим явлениям относят также грязевые вулканы. Если газы или горячие воды на пути к поверхности встречают рыхлые породы, они захватывают её, образуя грязевую массу, и выбрасывают на поверхность. При этом возникают грязевые сопки, т.е. небольшие конусы с пологими склонами, с воронкообразным кратером на вершине и уходящим на глубину каналом. Из кратера грязевого вулкана происходят периодические извержения газов, воды с выбросами нередко на значительную высоту, до пер-

вых десятков метров, глинистого материала и мелких обломков горных пород. Грязевые вулканы встречаются также в нефтегазонасных областях, когда под большим давлением на поверхность выбрасываются газообразные углеводороды и нефтяные воды, насыщенные глинистым веществом. Грязевые вулканы, генетически связанные с нефтегазовыми месторождениями, иногда называют псевдовулканами.

В настоящее время на Земле известно более 5000 вулканов. Из них более 4000 – это потухшие вулканы, которые не извергаются уже на протяжении человеческой памяти, например Арарат, Эльбрус, Казбек. Действующих вулканов на суше около 700, подводных значительно больше. Некоторые из подводных вулканов поднимаются над водой, образуя вулканические острова (Гавайские, Галапагос и др.).

Распределение действующих и недавно потухших вулканов связано с геоструктурными зонами, возникающими при движении литосферных плит. Это зоны субдукции, срединно-океанических хребтов, горячих точек (плюмов), а также внутриконтинентальные рифтовые зоны. Места проявления современного вулканизма образуют три глобальных вулканических пояса – Тихоокеанский, Атлантический и Средиземноморско-Индонезийский (рис. 12.10), на котором: 1 – Тихоокеанский пояс; 2 – Средиземноморско-Индонезийский пояс; 3 – его возможное продолжение в Тихом океане; 4 – Атлантический пояс; 5 – контур Атлантического срединно-океанического хребта и рифтов; 6 – Африканский рифтовый пояс; 7 – вулканические площади и отдельные вулканы континентов и островов; 8 – вулканы на океаническом дне; 9 – вулканы (1 – Шивелуч, 2 – Ключевская Сопка, 3 – Толбачик, 4 – Крашенинникова, 5 – Карымская Сопка, 6 – Авачинская Сопка, 7 – Ксудач, 8 – Менделеева, 9 – Бандайсан, 10 – Фудзияма; 11 – Эребус; 12 – Сангай, 13 – Чимборасо, 14 – Котопахи, 15 – Ицалько, 16 – Попокатепетль, 17 – Парикутин, 18 – Лассен-Пик, 19 – Катмай, 20 – Вулкано, 21 – Везувий, 22 – Стромболи, 23 – Этна, 24 – Санторин, 25 – Кракатау, 26 – Мерали, 27 – Келуд, 28 – Семеру, 29 – Агунг, 30 – Батур, 31 – Тамбора, 32 – Ян-Майен, 33 – Гекла, 34 – Лаки, 35 – Нирагонго, 36 – Килиманджаро, 37 – Калауэа, 38 – Мауна-Лоа, 39 – Фалькон, 40 – Мон-Пеле, 41 – Суффриер.

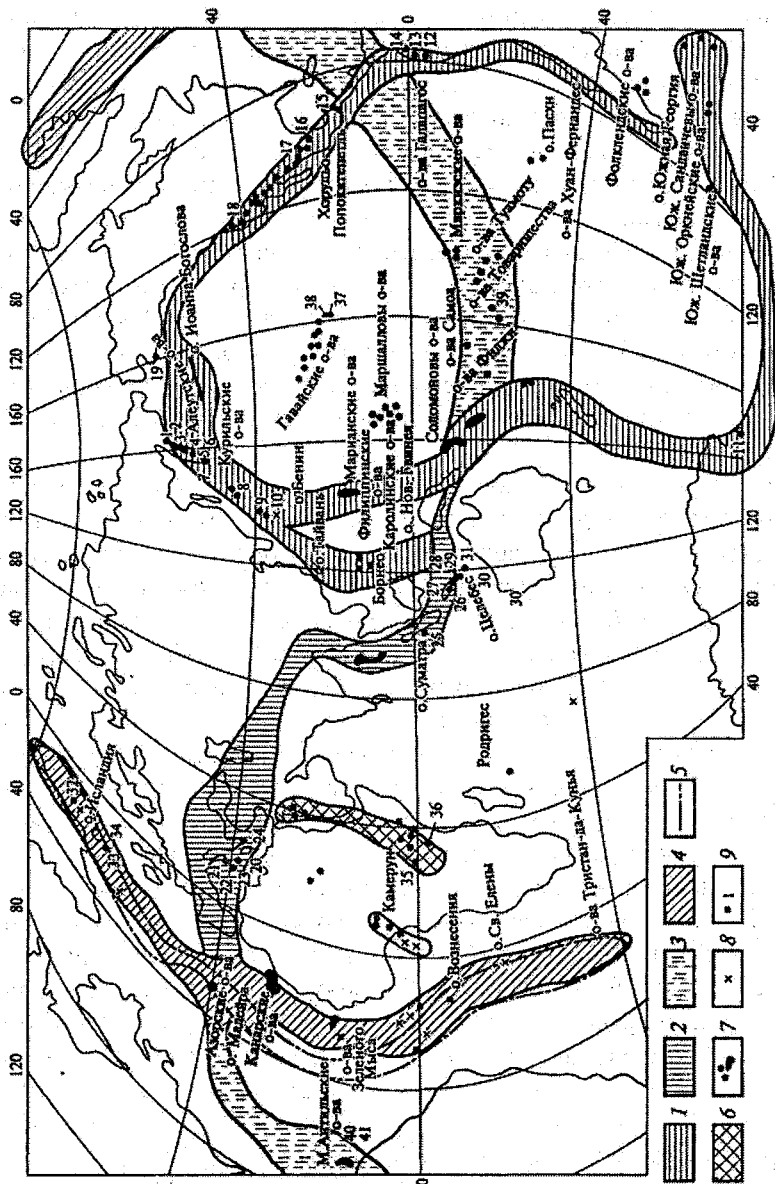


Рис. 12.10. Схема расположения вулканов [Рапалка, 2005]

Тихоокеанский пояс. Называется также Тихоокеанским огненным кольцом, в нем сосредоточено до 70 % действующих вулканов. Западная ветвь пояса начинается от Камчатки и далее протягивается через острова Курильские, Японские, Филиппинские, Новая Гвинея, Соломоновы, Северный, Южный. Восточная ветвь пояса протягивается вдоль западного побережья Южной, Центральной и Северной Америки.

Атлантический пояс вытянут в меридиональном направлении и тянется вдоль осевой части срединно-океанического хребта, будучи с ним генетически связан. Здесь сосредоточено много подводных, а также островных наземных вулканов. Это вулканы островов Ян-Майен, далее к югу Исландия, Азорские, Канарские, Вознесения, Святой Елены, Тристан-де-Кунья, Гофф и о. Буве.

Средиземноморско-Индонезийский пояс протягивается субпараллельно экватору и связан с континентальными внутриплитными рифтовыми зонами. Здесь сосредоточено около 150 действующих вулканов. Помимо вулканов Этна, Везувий, Стромболи, Вулкано, это 10 вулканов на о. Суматра и 30 на о. Ява. К этому поясу относятся и потухшие вулканы Кавказа, Ирана, Прибайкалья и Забайкалья.

На территории России 68 действующих вулканов. Это Камчатско-Курильская зона Тихоокеанского вулканического пояса. Она вытянута на 700 км. Здесь находится крупнейший действующий вулкан Евразии и один из крупнейших в мире – Ключевская Сопка. Высота его конуса в зависимости от заполнения кратера составляет 4700–4800 м.

12.4. Интрузивный магматизм

Внедрение магмы в земную кору, её остывание и затвердевание на определённой глубине с образованием в результате интрузивных магматических тел или просто интрузий называется интрузивным магматизмом или плутонизмом (рис. 12.11).

В зависимости от глубины затвердевания интрузивные магматические тела подразделяют на среднеглубинные, или гипабиссальные, до 1–1,5 км и собственно глубинные, или абиссальные (более 1,5 км). Иногда выделяют приповерхностные, или субвулканические, тела с глубиной затвердевания менее 1 км.

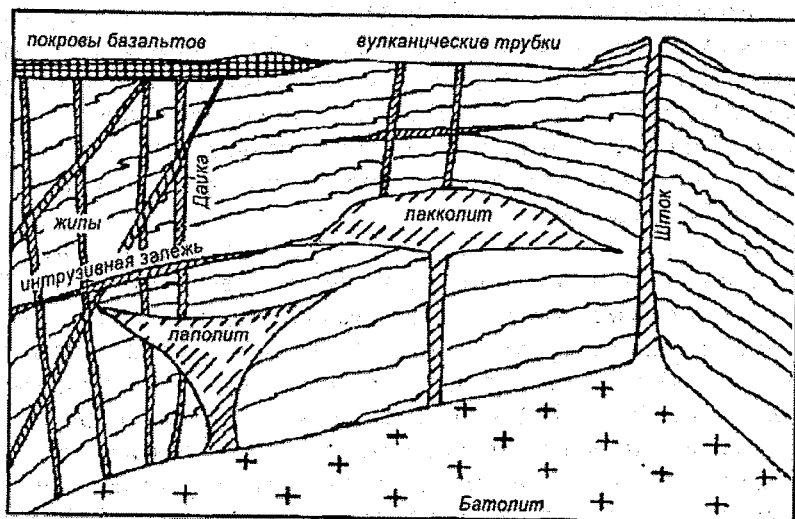


Рис. 12.11. Различные формы залегания магматических пород [Карлович, 2005]

При затвердевании расплава на глубине образуется зона контакта, являющаяся поверхностью раздела между интрузией и вмещающими породами. Вмещающие породы на контакте под действием высокой температуры перекристаллизовываются (зона экзоконтакта). Сами же интрузивные тела в приконтактной зоне (зона эндоконтакта) вследствие более быстрого охлаждения имеют более мелкозернистое строение по сравнению с их центральными частями (рис. 12.12).

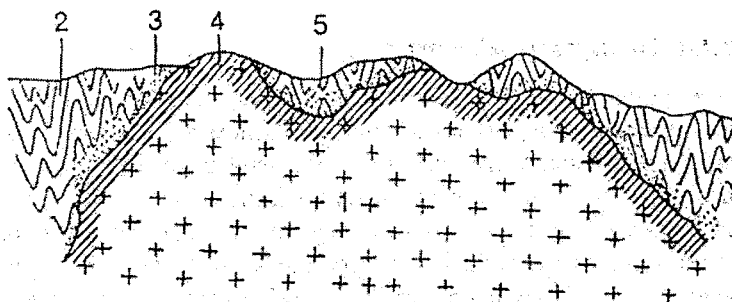


Рис. 12.12. Контакты в интрузивном массиве гранитов [Короновский, 2002]. 1 – гранитный массив; 2 – вмещающие породы; 3 – зона экзоконтакта; 4 – зона эндоконтакта; 5 – провесы кровли

Механизм внедрения магматического расплава определяется гидростатическим давлением, составом, температурой и геологическим строением данного участка земной коры. Если расплав, достигая определённой высоты, останавливается при движении наверх, но продолжает движение по плоскостям напластования, раздвигая пласты осадочных пород, то при его затвердевании образуются согласные, или конкордантные, интрузивные тела. Если магма пересекает литостратиграфические границы, прорывая пласты вмещающих пород, то интрузивные тела будут несогласными, или дискордантными.

Форма наблюдаемых интрузивных тел определяется не только активностью магматического расплава, его кинематикой и динамикой, но и геологическим строением вмещающих пород.

Среди согласных интрузий выделяют следующие формы магматических тел.

Силлы – пластовые гипабиссальные магматические тела с почти параллельными кровлей и подошвой, образуются при внедрении маловязкого расплава, обычно базальтового состава, между пластами вмещающих осадочных, или метаморфических, пород. Такие межслойные интрузии могут быть единичными, а могут чередоваться с пластами вмещающих пород (рис. 12.13 и 12.14).

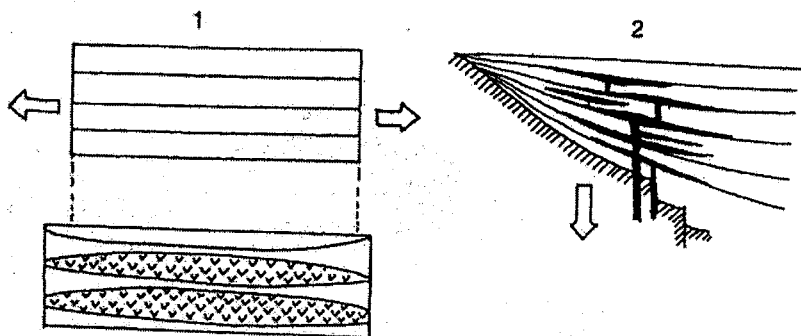


Рис. 12.13. Образование силлов [Короновский, 2002].

1 – при растяжении пластов между ними образуются ослабленные зоны, куда нагнетается расплав; 2 – образование силлов на краю синеклизы при её опускании и растяжении пластов

Лакколиты – интрузивные тела грибообразной формы, образуются при внедрении расплава под большим давлением, в резуль-

тате чего происходит приподымание пластов кровли. Обычно это гипабиссальные интрузии кислого состава (рис. 12.14).

Лополиты – межпластовые интрузивные тела, по форме и механизму формирования напоминающие силлы, но прогнутые в средней части (рис. 12.14).

Факолиты – сравнительно небольшие интрузии обычно основного состава без отчётливой связи с магматическим источником, встречаются в сводовых частях складок, чаще в антиклинальных, образуются, по-видимому, при складкообразовательных процессах (рис. 12.4).

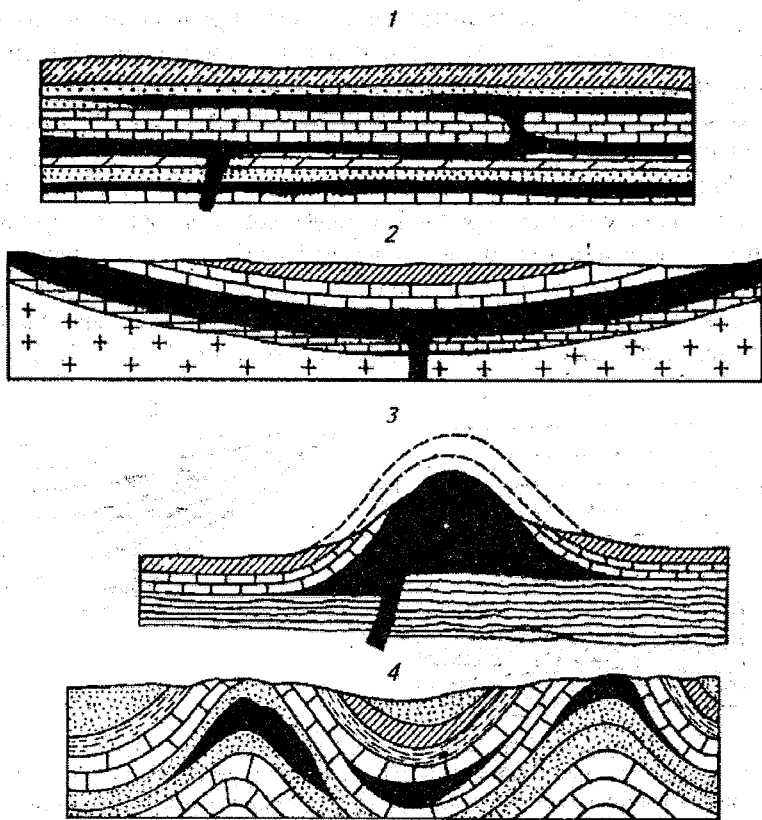


Рис. 12.14. Примеры инъекционных тел [Добровольский, 2008].

1 – силлы; 2 – лополит; 3 – лакколлит; 4 – факолиты

Наиболее распространёнными несогласными интрузивными телами являются следующие.

Дайки – это вертикальные или круто наклонённые интрузивные тела, образованные в результате заполнения магмой трещин в земной коре (рис. 12.15). Мощность даек колеблется от десятков сантиметров до десятков и сотен метров. Их длина значительно превосходит мощность и достигает десятков, а иногда и сотен километров.

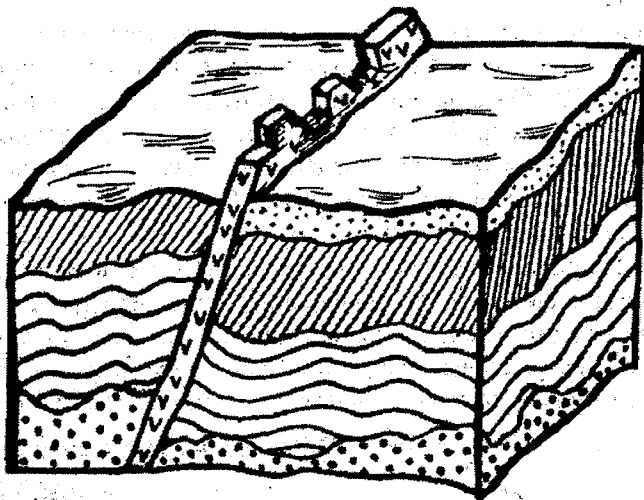


Рис. 12.15. Дайка, приуроченная к трещине разрыва в толще пород [Добровольский, 2008]

Крупнейшая из известных даек, так называемая Большая дайка в Южной Африке, протягивается на 540 км при мощности от 3 до 12 км. Сложены дайки породами преимущественно основного состава. Помимо прямых даек встречаются кольцевые дайки – крутопадающие интрузивные тела сравнительно небольшой мощности, имеющие в плане форму окружности. Кольцевые дайки обычно образуются вокруг вулканов. Кольцевые дайки могут быть не только вертикальными, но и коническими, сходящимися на глубине. Дайки могут быть одиночными либо образовывать серии параллельных как прямых, так и кольцевых даек.

Магматические жилы – это небольшие извилистые иногда ветвистые интрузивные тела, образуются при заполнении магмой

трещин неправильной формы и небольшого размера. Жилы наблюдаются как у гипабиссальных, так и у абиссальных интрузивных тел. Небольшие жилоподобные ответвления от интрузивных тел во вмещающие породы называются апофизами.

Штоки – абиссальные или гипабиссальные протяжённые в глубину интрузивные тела, крутопадающие, неправильной, но близкой к цилиндрической, формы. Обычно образуются на пересечении трещин различных направлений. В плане площадь штоков не более $150\text{--}300\text{ км}^2$.

Батолиты – абиссальные интрузивные магматические тела площадью более 200 км^2 по форме немного напоминающие лакколиты (рис. 12.16), обычно наблюдаются в центральных частях складчатых структур. Батолиты сложены кислыми породами. Геофизическими методами установлено, что батолиты формируются на глубинах, не превышающих 10 км. Вертикальные размеры батолитов незначительны по сравнению с горизонтальными. Кровля батолитов куполообразная с перепадами абсолютных отметок. Формируются батолиты при внедрении магмы из глубин и частичной ассимиляции вмещающих пород. Батолиты не являются бездонными образованиями, как считалось ранее, а в нижней части подводящими каналами соединяются с магматическим очагом.

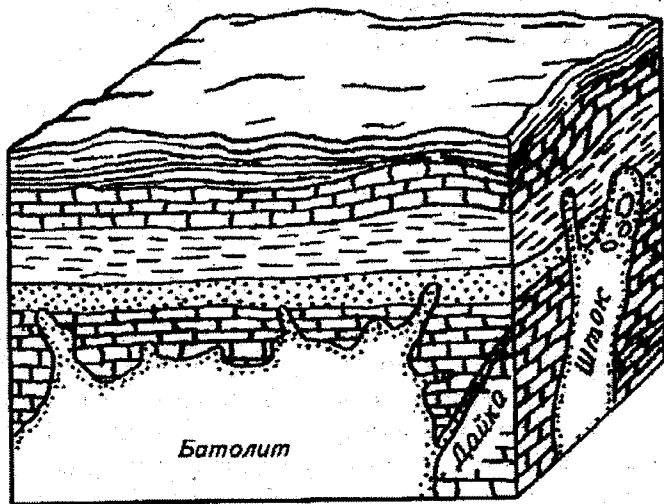


Рис. 12.16. Схематичное изображение батолита и штока [Добровольский, 2008]

Формирование интрузивных магматических тел происходит на глубине, т.е. потери тепла протекают значительно медленнее, чем на поверхности, и расплавы успевают раскристаллизоваться. Поэтому интрузивные и эффузивные горные породы существенно отличаются по внутреннему строению и легко определяются визуально.

Вообще внутреннее строение магматических тел, а не только их морфология, несут важную информацию об их генезисе. В понятие внутреннее строение магматических тел входят структура и текстура горных пород.

Структура характеризует особенности строения горной породы, определяемые размерами, формами кристаллов и количественным соотношением компонентов породы: минералов, аморфной массы (стекла).

Текстура характеризует распространение и расположение компонентов породы в пространстве и относительно друг друга.

Структура породы зависит от степени её раскристаллизованности, абсолютных и относительных размеров минералов, соотношений между ними и их идиоморфизмом, т.е. правильностью их кристаллографической формы.

По степени раскристаллизованности различают полнокристаллические, полукристаллические и стекловатые горные породы.

По абсолютному размеру минеральных зёрен горные породы делят на скрытокристаллические (кристаллы, т.е. минеральные зёрна, нельзя увидеть невооружённым глазом) и кристаллические, которые в свою очередь делятся на:

- мелкозернистые, размер зёрен менее 1 мм,
- среднезернистые, размер зёрен 1–5 мм,
- крупнозернистые, размер зёрен более 5 мм.

Если для эффузивных пород, образующихся при быстром затвердевании на земной поверхности, характерна скрытокристаллическая, иногда стекловатая структура, то для интрузивных тел, формирующихся при медленном затвердевании, характерна полнокристаллическая структура. Скрытокристаллическая структура в интрузивных массивах может возникать только на контакте с вмещающими породами, где происходит более быстрое остывание.

Для эффузивных пород, состоящих из двух генераций минералов, характерна также порфировая структура, образованная сравнительно крупными вкрапленниками минералов, нередко правильной огранки, на фоне скрытокристаллической, частично стекловатой основной массы, являющейся более молодой генерацией. Порфировые структуры могут возникать также в неглубоких гипабиссальных интрузиях и в краевых частях абиссальных интрузий в зоне их контакта с вмещающими породами.

Текстура магматических горных пород характеризуется не отдельными минералами, а их скоплениями, указывающими на условия их образования. Разделяя породы по распределению этих скоплений в пространстве, их ориентировке, текстура характеризует степень однородности породы, способ заполнения расплавом пространства.

На формирование текстуры влияют особенности процесса кристаллизации, например, расплав находится в покое или перемещается, и тектонические факторы. Соответственно различают текстуры однородные, неоднородные и сферические.

Однородные или массивные текстуры характеризуют равномерное распределение минералов в горной породе в результате медленной кристаллизации минералов в спокойной тектонической обстановке при отсутствии движения магмы.

Неоднородные, или такситовые, текстуры характеризуют наличие в породе участков различных по структуре или минеральному составу. Они формируются в результате движения магматического расплава во время его затвердевания. Это флюидальные текстуры в лавах и трахитоидные, или пластинчатые, в плутонических породах. Флюидальные текстуры обусловлены течением лавы при остывании. Поток лавы неоднороден, его разные струи отличаются по химическому составу, содержанию летучих компонентов. В результате в потоке застывшей лавы возникают полосы, чётко различимые визуально. Трахитоидные текстуры обусловлены субпараллельным расположением пластинчатых минералов, обычно полевых шпатов, в направлении движения расплава.

Сферические или шаровые текстуры указывают на скопления минералов вокруг определённых центров кристаллизации (рис. 12.17). Величина таких шаровых тел от нескольких сантиметров до

полуметра. Нередко в таких шарах наблюдаются оболочки, различные по минеральному составу. Такие текстуры образуются при подводных извержениях лавы основного состава. В этом случае лавовый поток распадается на ряд крупных капель-шаров, отделяемых друг от друга быстро затвердевшими внешними оболочками.

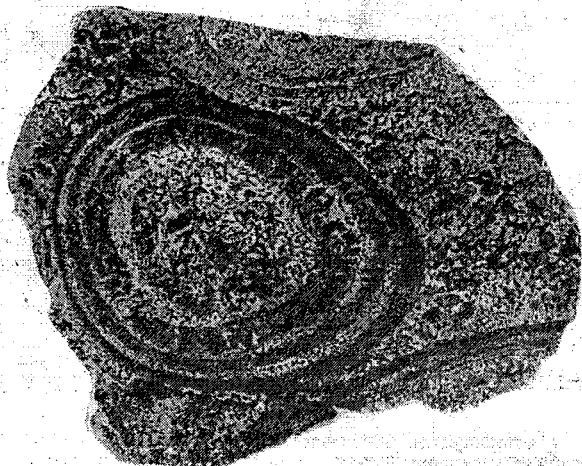


Рис. 12.17. Шаровая текстура в габбро [Кузнецов, 1970].

12.5. Систематика магматических горных пород

В процессе кристаллизации магмы образуется большое количество минералов. Минералы, являющиеся главными и постоянными компонентами состава различных типов горных пород, получили название породообразующих. Породообразующими минералами магматических горных пород помимо кварца являются оливин, полевые шпаты, нефелин, пироксены, амфиболы, слюды. Минералы, входящие в состав горных пород в незначительном количестве, менее 1 %, но имеющие важное значение при определении условий образования пород, называются акцессорными. Это циркон, апатит и др.

Магматические горные породы не представляют собой случайные комбинации минералов, а являются естественными ассоциациями минералов, минералов и вулканического стекла или состоят только из вулканического стекла. Ассоциации минералов определяются химическим составом расплава и условиями его за-

твердевания. Присутствие тех или иных породообразующих минералов, их количественные соотношения позволяют классифицировать горные породы (рис. 12.18).

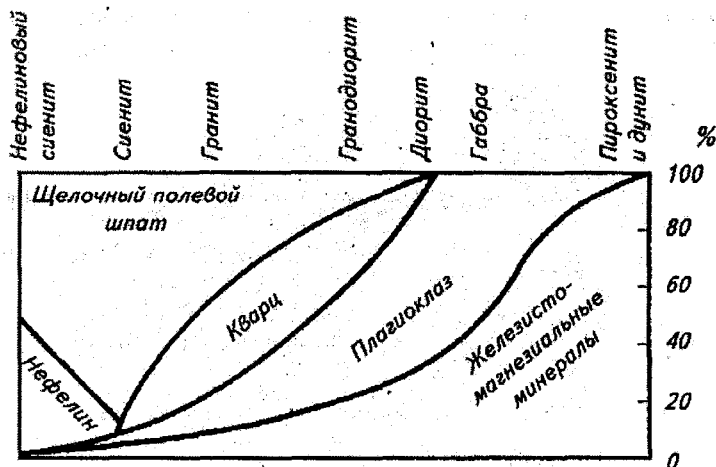


Рис. 12.18. Распределение породообразующих минералов по основным типам магматических горных пород [Добровольский, 2008]

Интрузивные горные породы состоят из породообразующих и акцессорных минералов, что делает возможным их отнесение к тому или иному типу пород. Эффузивные породы не успевают раскристаллизоваться или имеют скрытокристаллическое строение. Их компонентом в той или иной степени является вулканическое стекло. Всё это не позволяет выделять типы эффузивных пород по их минеральному составу.

Поэтому разработана классификация магматических горных пород на основе их химического состава. Для этого определяется (в весовых процентах) содержание в породе оксидов главных или петрогенных элементов — SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O . Самым распространённым оксидом в магматических горных породах является SiO_2 . В природе не существует магматических горных пород с содержанием SiO_2 менее 20 и более 80 вес. %. Оксид кремния, или кремнезём, образует самостоятельные минералы, кварц и его полиморфные модификации и входит в виде кремнекислородных тетраэдров $[\text{SiO}_4]^{4-}$ в состав силикатов и алюмосиликатов.

По процентному содержанию кремнезёма магматические породы делят на кислые (более 64 %), средние (64–55 %), основные (55–40 %) и ультраосновные (менее 40 %). Эти названия сохранились с того времени, когда до открытия рентгеноструктурного анализа считалось, что в состав силикатов входит кремневая кислота.

Важным показателем при классификации магматических горных пород является содержание в них щелочей. Степень щелочности можно выразить через отношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{SiO}_2$. В зависимости от величины этого отношения выделяют три ряда горных пород: нормальные, субщелочные, т.е. с повышенным содержанием щелочей, и щелочные.

Распределение горных пород по группам (по содержанию кремнезёма) и по рядам (по сумме щелочей) позволяет выделять семейства магматических горных пород сходного минерального состава и с определённым соотношением кремнезёма и щелочей.

Классификация горных пород по содержанию в них SiO_2 представлена в табл. 12.1. Минеральный состав в табл. 12.1 указан только для интрузивных пород, как пород с кристаллической структурой. В эффузивных аналогах эти минералы могут быть представлены в виде вкрапленников в скрытокристаллической или стекловатой основной массе.

Таблица 12.1

Классификация магматических горных пород

Группа пород по содержанию SiO_2 , %	Горные породы		Главные породообразующие минералы
	интрузивные	эффузивные	
Кислые 65–78	Гранит	Липарит	Кварц, калиево-натриевый полевой шпат, роговая обманка, слюда
Средние 64–55	Сиенит	Трахит	Калиево-натриевый полевой шпат, роговая обманка, биотит, пироксен
	Диорит	Андезит	Плагиоклаз (в основном андезин), роговая обманка, биотит, пироксен
Основные 54–40	Габбро	Базальт	Плагиоклаз с преобладанием анортита, пироксен
Ультраосновные 39–30	Перидотит		Оливин, пироксен
	Дунит		Оливин до 100 %, пироксен
	Пироксенит		Оливин, пироксен до 100 %

Группа гранита – липарита. Граниты и близкие им по составу гранитоиды – светлоокрашенные, полнокристаллические разнозернистые горные породы. Минералы, составляющие граниты, хорошо различимы невооружённым глазом. По химическому составу различают граниты нормальные (калиево-натриевые) и щелочные (бескальциевые). Граниты – самые распространённые интрузивные породы, занимают около 1/3 всей площади, занятой магматическими породами. Высокая прочность и морозостойкость делают гранит высококачественным строительным и облицовочным камнем, применяют гранит и для скульптурных работ.

Липариты (риолиты) – эффузивные аналоги гранитов, обычно пористые с характерной порфириковой структурой. В порфириковых выделениях – кварц и калиевый полевой шпат. Излившиеся липариты с флюидальной текстурой называют вулканическим стеклом, или обсидианом.

Группа сиенита – трахита. Сиениты – полнокристаллические светлоокрашенные горные породы, от гранитов отличаются отсутствием кварца. Как и граниты, сиениты разделяют на нормальные, содержащие анортит, и щелочные, без анортита. Щелочные сиениты более распространены.

Трахиты – излившиеся аналоги сиенитов, обычно серой окраски, с порфириковой структурой. Вкрапленники сложены полевым шпатом. Текстура обычно флюидальная. От липаритов легко отличаются по отсутствию вкрапленников кварца.

Группа диорита – андезита. Диориты – полнокристаллические породы серой окраски иногда с зеленоватым оттенком. Андезиты – породы от серой до чёрной окраски с порфириковой структурой и скрытокристаллической основной массой. Порфириковые выделения представлены плагиоклазом.

Группа габбро – базальта. Габбро – полнокристаллическая крупно- и среднезернистая порода с массивной текстурой, тёмносерой окраски, обычно с зеленоватым оттенком. Порода сложена основным плагиоклазом (обычно лабрадор, битовнит) и пироксеном (авгитом). Габбро, в которых пироксен представлен гиперстеном или бронзитом, называется норитом. Разновидности габбро, сложенные почти только основными плагиоклазами, называют анортозитами. Лабрадориты сложены практически полностью лаб-

радором, используются как ценный облицовочный материал. Диабазы, гипабиссальные разновидности габбро, обладают более мелкозернистой структурой. Эти породы визуально плохо различимы. Габбро и диабаз – высокопрочный материал на сжатие и используются как брусчатка для дорожных покрытий.

Базальты – плотные, мелко- и скрытокристаллические породы от серого до чёрного цвета. В их состав входит вулканическое стекло. Сравнительно крупнокристаллический базальт, не содержащий вулканического стекла, называется долеритом. Базальты значительно более распространены, чем их глубинные аналоги, и являются самыми распространёнными эффузивными породами. Обладая низкой вязкостью, они способны покрывать громадные площади – в сотни тысяч квадратных километров. Значительная площадь океанического дна, особенно в областях, примыкающих к срединно-океаническим хребтам, представлена покровами базальтовых излияний.

Группа ультраосновных пород. Это бесполовошпатовые породы, сложенные темноцветными магнезиально-железистыми силикатами. Структура пород полно-, крупно- и среднекристаллическая. Окраска пород тёмно-серая до чёрной. Перидотиты – породы, состоящие из оливина и различных пироксенов. Дуниты – породы, почти полностью сложенные оливином. Пироксениты по составу сходные с перидотитами, но, в отличие от последних, в их составе преобладают пироксены.

Ультраосновные породы слагают преимущественно интрузивные тела, их эффузивные аналоги редки. Одна из эффузивных ультраосновных пород – кимберлиты, заполняющие диатремы, или трубки взрыва. Породы алмазоносны, встречаются на древних платформах.

Помимо рассмотренных пород выделяются щелочные магматические горные породы, обогащённые щелочами и состоящими из недосыщенных кремнекислотой алю-мосиликатов, главным образом нефелина $(\text{Na},\text{K})[\text{AlSiO}_4]$. Кроме нефелина в состав пород входят щелочные полевые шпаты, щелочные амфиболы и пироксены. Щелочные породы редки, менее 1 % среди магматических пород. Наиболее распространёнными интрузивными щелочными породами являются нефелиновые сиениты. В России известны на

Кольском полуострове. Эффузивным аналогом нефелиновых сиенитов являются фонолиты.

Основные выводы. *Магматизм есть процесс образования силикатного расплава на больших глубинах, его дальнейшее перемещение в вышележащие горизонты и последующее отвердевание. Соответственно выделяют интрузивные горные породы, сформировавшиеся на глубине и эффузивные (вулканические), образовавшиеся при излиянии расплава на земную поверхность. Помимо жидкой фазы при вулканических извержениях на поверхность выбрасывается большое количество газообразных и твёрдых вулканических продуктов. Места проявления современного вулканизма образуют три глобальных вулканических пояса – Тихоокеанский, Атлантический и Средиземноморско-Индонезийский. Интрузивные горные породы в отличие от эффузивных имеют крупнозернистую структуру, так как отвердевают при медленном охлаждении и при высоком давлении. Существует большое разнообразие типов интрузивных горных пород, отличающихся по химическому и минеральному составу. С различными типами пород генетически связаны и различные полезные ископаемые*

Контрольные вопросы

1. Что такое магматизм и магма?
2. Начертите и объясните схему последовательности кристаллизации в магме.
3. Что такое кристаллизационная дифференциация в магме?
4. Что такое ликвация и ассимиляция магмы?
5. Что такое эффузивный магматизм?
6. Назовите продукты извержения вулканов и дайте их характеристику.
7. Что такое вулканизм трещинного и центрального типа?
8. Назовите вулканы центрального типа и дайте их характеристику по строению и механизму извержения.
9. Что такое фумаролы, сольфатары, мофетты, гейзеры?
10. Что такое гидротермальные источники, грязевые вулканы?
11. Расскажите о распределении вулканов и назовите вулканические пояса.
12. Что такое интрузивный магматизм?
13. В чём разница между абиссальными и гипабиссальными интрузивными породами?
14. Назовите основные формы залегания гипабиссальных и абиссальных пород.
15. Что такое согласное и несогласное залегание интрузивных пород?
16. Что такое структура и текстура магматических горных пород?
17. Как делятся магматические горные породы по содержанию в них кремнезёма?
18. Назовите основные группы магматических пород и дайте их краткую характеристику.

Глава 13

МЕТАМОРФИЗМ

13.1. Факторы метаморфизма

Метаморфизм – это эндогенные процессы существенного изменения текстуры, структуры, минерального и химического состава горных пород в результате перекристаллизации минералов с сохранением их твёрдого состояния. Происходят в земной коре под воздействием температуры, давления и химически активных глубинных растворов, жидких или газовых, выделяемых магмой при её внедрении.

К метаморфическим процессам не относятся процессы преобразования горных пород, происходящие при выветривании, т.е. в экзогенных условиях, и при значительном расплавлении пород, т.е. на больших глубинах. Иногда процессы преобразования пород, сопровождаемые значительным их расплавлением, называют ультраметаморфизмом.

Метаморфическим изменениям могут подвергаться магматические, осадочные и метаморфические породы. Поэтому формирующиеся в ходе метаморфических процессов новые горные породы, называемые метаморфическими, можно рассматривать как вторичные, образовавшиеся за счёт ранее существовавших горных пород.

Метаморфизм следует понимать как минералогическое, текстурное и структурное приспособление пород в твёрдом состоянии к новым физическим и химическим условиям, вызванным эндогенными процессами. Факторами, определяющими эти новые термодинамические условия, являются температура, давление, всестороннее (гидростатическое) и одностороннее (ориентированное или стресс), а также поровые водные растворы и газы.

Химическая активность поровых растворов и вообще скорость метаморфических реакций возрастают с повышением температуры, поэтому температура является главным фактором метаморфизма. Сложное влияние на метаморфизм горных пород оказывает давление. При этом следует различать давление гидростатическое

и стресс, действие которых на метаморфические процессы различно. Повышение всестороннего давления повышает температуру кристаллизации минералов, в то время как увеличение одностороннего давления понижает температуру кристаллизации.

Гидростатическое или, как его иногда называют, литостатическое давление связано с давлением вышележащих пород и распределяется всесторонне. Оно проявляется в твёрдой, жидкой и газовой средах. В среднем, в зависимости от удельного веса вышележащих пород, гидростатическое давление возрастает на 250–00 бар на каждый километр погружения (1 атм = 1,01325 бар).

Одностороннее, ориентированное, направленное давление, или стресс, возникает при тектонических движениях, вызывает деформацию и разрыв горных пород. Стресс проявляется только в твёрдой и пластичной среде, увеличивая при этом на породу гидростатическое давление. При перекристаллизации минералов стресс способствует появлению их закономерной пространственной ориентации в породах. С глубиной стресс ослабевает и на глубинах более 10 км становится практически незаметным.

Наблюдаемые при метаморфизме горных пород химические реакции, перекристаллизация и новообразование минералов идут, в общем, без нарушения их твёрдой фазы. Тем не менее, отмечается последовательное частичное растворение и переотложение твёрдой фазы, что необходимо для новообразования минералов. Эти процессы происходят при участии поровых, или восходящих, водных (гидротермальных) растворов и их скорость определяет скорость метаморфических реакций. Присутствие воды сильно ускоряет перекристаллизацию, способствует привносу и выносу вещества. Многие реакции без наличия воды не успели бы завершиться даже за геологическое время. При повышении температуры карбонаты, так же как и H_2O и OH содержащие минералы, разлагаются с выделением CO_2 и H_2O , поэтому при метаморфизме постоянно присутствует и газообразная фаза. Её количество, давление и состав могут оказывать значительное влияние на ход метаморфических преобразований.

Действие химически активных водных и газовых растворов является важным фактором метаморфизма. Вода, как сильный растворитель, имеет самую высокую среди жидкостей диэлектриче-

скую проницаемость (81,1 при 20 °С), незначительно меняющуюся при одновременном повышении температуры и давления, и является основным веществом среди этих поднимающихся снизу активных жидкостей. Химическая активность воды усиливается в присутствии углекислого газа, борной кислоты, фтористого и хлористого водорода и ряда других веществ магматического происхождения.

13.2. Виды метаморфизма

Факторы метаморфизма – температура, гидростатическое давление, стресс и химически активные водные и газовые растворы – действуют совместно, но с неодинаковой интенсивностью. Поэтому их влияние на характер метаморфических преобразований неоднородно. Это создаёт различные виды метаморфизма и соответственно большое разнообразие метаморфических горных пород. Основными видами метаморфизма являются термальный метаморфизм, динамометаморфизм и региональный.

Термальный метаморфизм происходит на контакте внедрившихся интрузивных тел с вмещающими породами, поэтому его называют также контактовым метаморфизмом. При этом главным фактором термального метаморфизма является температура, достигающая в зоне контакта 500–00 °С. Источником тепла и причиной повышения температуры является магма. Повышения гидростатического давления и стресса не происходит или оно незначительно.

На контактах интрузивных тел с вмещающими породами происходят изменения как во вмещающих породах (экзоконтактные изменения), так и в краевых частях внедрившегося интрузивного тела (эндоконтактные изменения). Интенсивная отдача тепла и быстрое остывание в зоне эндоконтакта приводит к мелкозернистому сложению краевых частей. Изменения в зоне экзоконтакта образуют контактный ореол, мощность которого варьирует от десятков метров до первых километров и значительно превосходит мощность эндоконтактной зоны. Мощность контактного ореола значительно больше на контакте с кислыми интрузиями, хотя их температура существенно ниже, чем у основных интрузий. Это несоответствие объясняется значительно большим содержанием

в кислых интрузиях воды, уголекислоты и других химически активных летучих компонентов, сравнительно легко мигрирующих во вмещающих породах. Высокая теплоёмкость воды позволяет ей переносить теплоту на значительные расстояния.

Вмещающие породы в зоне экзоконтакта подвергаются интенсивной перекристаллизации без изменения их химического состава, они спекаются и уплотняются. Породы, образовавшиеся при наиболее высокотемпературных изменениях, главным образом глинистых пород, получили название роговиков. Карбонатные породы перекристаллизуются при сравнительно невысоких температурах, и из известняков и доломитов возникают мраморы. При метаморфизме вмещающих кварцевых песков и песчаников образуются кварциты – породы, состоящие более чем на 80 % из кварца.

Если контактовый метаморфизм сопровождается привносом в зону контакта химически активных жидкостей и газов, то происходящий метаморфический процесс перекристаллизации твёрдой фазы, сопровождаемый существенным изменением её химического состава, получил название контактово-метасоматического метаморфизма.

Метасоматоз, или метасоматизм, – это метаморфический процесс минералообразования, при котором происходит замещение старых минералов новыми с сохранением объёма и твёрдого состояния старых минералов. Метасоматоз идёт с изменением химического состава и обязательно сопровождается привносом одних химических элементов и выносом других. Участие в процессе воды и уголекислоты не учитывается.

При метасоматозе растворение старых минералов и отложение новых протекает почти одновременно. Пространство для выделения нового или новых минералов создаётся растворением того минерала, который замещается, поэтому метасоматоз происходит без изменения объёма и твёрдого состояния породы. При метасоматозе меняется только минеральный и химический состав породы, её удельный вес.

На контакте кислых интрузий с карбонатными породами при поступлении гидротермальных растворов, содержащих Fe, Mg, Al, Mn и другие металлы, формируются скарны, метасоматические горные породы, характеризующиеся разнообразным орудуением.

При интенсивном поступлении в зону контакта гидротермальных растворов и летучих компонентов в краевых частях наиболее кислых гранитных интрузий возникают грейзены – светло-крашенные, бесполовошпатовые, крупнозернистые породы, состоящие из кварца, слюд, турмалина, топаза, флюорита, берилла, рутила и некоторых рудных минералов.

Динамометаморфизм осуществляется в верхних структурных этажах тектонически активных зон под воздействием давления обычно при незначительных повышении температуры.

Давление является главным фактором данного вида метаморфизма, – как гидростатическое, результат гравитационного воздействия вышележащих толщ, так и стресс, возникающий при складкообразовательных и разрывных тектонических движений. Соотношение по интенсивности и воздействию между этими двумя видами давления на ход метаморфического процесса может быть различным.

При динамометаморфизме в результате динамических усилий происходит дробление и перетиранье горных пород, меняется структура горных пород без существенного изменения их минерального состава. В зависимости от степени дробления, интенсивности гидростатического давления продуктами динамометаморфизма являются метаморфические брекчии, катаклазиты, милониты, различные сланцы.

Метаморфические брекчии состоят из угловатых обломков горных пород, сцементированных в плотную массу. Катаклазиты отличаются от брекчий меньшим размером обломков пород и минералов. Многие зёрна минералов раздроблены, разбиты сетью трещин, изогнуты, их кристаллическая решётка деформирована. Милониты – это сильно раздробленные, мелкозернистые горные породы с размером обломков до микроскопических, продукт крайнего проявления динамометаморфизма. Дробление сопровождается перемещением обломков и перекристаллизацией минералов до образования сланцеватой текстуры, т.е. формируется ориентированное расположение минералов в направлении, перпендикулярном динамическому воздействию. Сланцеватая текстура, или сланцеватость, характеризуется ориентированным расположением минералов, возникает в результате действия сил, вызывающих де-

формацию с одновременной перекристаллизацией исходной породы. Милониты с совершенной сланцеватостью образуют сланцы – метаморфические породы сланцевой текстуры с почти параллельным расположением вытянутых порообразующих минералов, обладающие способностью раскалываться на тонкие пластинки.

Если метаморфический процесс осуществляется при одновременном заметном повышении температуры, то этот вид метаморфизма называют динамотермальным.

Причиной повышения температуры могут быть: внедрение на небольшом удалении магматического расплава, теплота, выделяемая при преодолении сил трения при тектонических подвижках и т.п. В результате повышения температуры метаморфический процесс не ограничивается дроблением минералов, а сопровождается их перекристаллизацией.

Все три фактора – гидростатическое давление, стресс и температура – взаимосвязаны. Повышение температуры не только способствует пластическим деформациям, делает их возможными при более низком одностороннем давлении, но и активизирует процессы растворения и перекристаллизации минералов. Одновременно гидростатическое давление и стресс влияют на температуру плавления минералов: если стресс её понижает, то гидростатическое давление её повышает. Кроме того, под действием гидростатического давления кристаллизуются минералы с меньшим объёмом и большей плотностью.

В результате повышения температуры активизируются процессы минералообразования, происходит бластез – перекристаллизация в твёрдом состоянии горной породы в новую метаморфическую породу. Рост новых минералов осуществляется за счёт ранее существовавших минералов. Бластез отличается от метасоматоза тем, что не сопровождается активным привнесением и выносом химических элементов, происходит с существенно менее значительным изменением объёма и минералообразование в каждый данный момент приурочено лишь к небольшому участку породы.

Основная роль при бластезе, помимо диффузии в твёрдом состоянии, отводится кристаллизационной и поровой воде, выделяемой при дроблении горных пород. Образующиеся водные растворы под действием одностороннего давления мигрируют, ускоряя

растворение и образование новых минералов. При этом реакционная среда приобретает анизотропию вследствие неравного давления в различных направлениях. Из-за возникающей анизотропии среды растворимость минералов будет неодинаковой в различных направлениях и соответственно в зависимости от направления будет меняться интенсивность роста минералов.

Региональный метаморфизм приурочен к глубинным зонам земной коры и охватывает значительные площади. Факторами регионального метаморфизма являются гидростатическое давление, высокая температура и глубинные высокотемпературные химически активные водные и газовые растворы. Региональный метаморфизм сопровождается глубоким преобразованием исходных горных пород, меняются их химический и минеральный составы, текстура и структура. Все процессы происходят при сохранении твёрдого состояния горных пород, допускается только их незначительное расплавление.

Одинаковый характер метаморфических изменений на большом пространстве, что выражается в постоянстве ассоциаций главных породообразующих минералов, указывает на сходство термодинамических условий, равномерное повышение температуры и давления на больших площадях. Смена метаморфических пород в пределах региона их развития, сложенных различными ассоциациями минералов, подчиняется закономерному чередованию различных метаморфических зон, каждая из которых определяется некоторым температурным интервалом.

Равномерное распределение гидростатического давления и его сравнительное постоянство естественно, так как оно определяется давлением вышележащих толщ. В отличие от гидростатического давления можно говорить только о выдержанности температуры и её закономерном незначительном убывании от центральных участков проявления регионального метаморфизма. При среднем геотермическом градиенте, равном 33 м на 1 ° или 100 м на 3 °, на глубине 10 км температура будет 300 °С, что недостаточно для процессов регионального метаморфизма. По-видимому, региональный метаморфизм происходит на территориях, где магма близко подступает к земной поверхности, прогревая вышележащие породы и

являясь источником гидротермальных растворов, что делает возможным их перекристаллизацию.

Региональный метаморфизм характеризуется развитием пород с ясно выраженной сланцеватой текстурой. Это гнейсы, различные сланцы, амфиболиты и др.

13.3. Фации метаморфизма

В зависимости от характера метаморфических процессов и их интенсивности из одних и тех же первичных пород формируются совершенно различные метаморфические породы – от слабо до сильно метаморфизованных, находящиеся в состоянии термодинамического, химического и структурно-текстурного равновесия при данных условиях метаморфизма.

Генетическая классификация метаморфических пород основана на термодинамических условиях их образования, температуре и давлении. Повышение температуры при метаморфизме выражается прогрессивным переходом от низкотемпературных к высокотемпературным минеральным ассоциациям. Поэтому породы практически одинакового химического состава в результате различия условий кристаллизации имеют различный минеральный состав.

Определённые минеральные ассоциации, все члены которых находятся в равновесии к друг другу, характерны для каждого типа метаморфических горных пород. Они образуются в определённых границах температуры и давления и характеризуют метаморфическую фацию – набор характерных условий образования того или иного типа метаморфических пород (рис. 13.1).

Критерием принадлежности пород к определённой метаморфической фации является равновесное состояние минералов в пределах данного интервала температуры и давления. Равновесность минералов указывает на одновременность их образования. Эти минералы являются типичными для данной фации метаморфизма, они устойчивы только при определённых температуре и давлении, характерных для данной фации. Таким образом, минеральный состав породы, отражая термодинамические условия её образования, является критерием для отнесения породы к той или иной фации. Породы, относящиеся к одной определённой фации, подверглись метаморфизму в одинаковой степени и образовались в сходных термодинамических условиях.

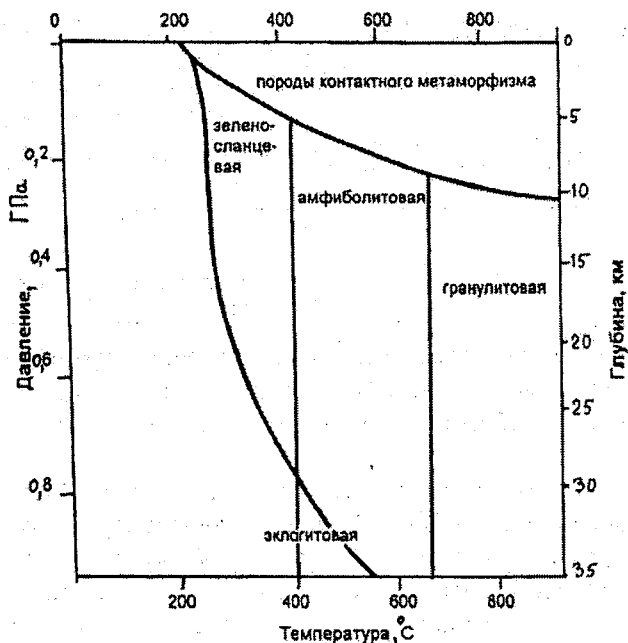


Рис. 13.1. Основные фации метаморфизма [Короновский, 2002]

В настоящее время истинные значения температур и давлений, определяющие границы полей устойчивости метаморфических фаций, определены недостаточно точно. Оценки, предлагаемые различными авторами, значительно расходятся, а иногда и противоречат друг другу.

Каждая фация состоит из нескольких типов пород, минеральный состав которых определяется не только температурой и давлением, но и химическим и минеральным составом исходной породы (табл. 13.1). Названия фациям даются по наиболее типичным для них горным породам или минералам.

Фациальный принцип анализа метаморфических пород был предложен финским петрографом Пентии Эскола (1883–1964). Он выделил основные метаморфические фации, дал оценки их корреляции с температурой и давлением. Позже они были дополнены другими исследователями. В табл. 20.1 указаны фации, приводимые в работах Ф. Дж. Тернера.

Таблица 13.1

Метаморфические фации и их корреляция с температурой и давлением

Давление	Температура			
	низкая	средняя	высокая	очень высокая
Низкое			Санидинитовая фация	
Среднее	Фация зелёных сланцев	Эпидот-амфиболитовая фация	Амфиболитовая фация	Пироксено-роговиковая фация
Высокое				Гранулитовая фация
Очень высокое			Фация глаукофановых сланцев	Эклогитовая фация

Санидинитовая фация. Очень высокая температура (600–1000 °С) и низкое давление. Обычно распространена на контакте с вулканическими и гипабиссальными породами. Термальный метаморфизм.

Фация зелёных сланцев. Низкая температура (300–500 °С) и среднее давление (2–4 кбар). Содержит ряд минералов зелёной окраски. Подразделяется на субфации. Региональный метаморфизм.

Эпидот-амфиболитовая фация. Температура достигает 600 °С, давление среднее, до 5 кбар. Зона регионального метаморфизма.

Амфиболитовая фация. Температура до 700 °С, давление среднее, до 5 кбар. Региональный метаморфизм. В альмандиновой фации выделяют четыре субфации: альмандин-диопсид-роговообманковую, силлиманит-альмандиновую, ставролит-кианитовую и кордиерит-антофиллитовую. Каждая из субфаций характеризуется указанными для неё в названии типичными минералами.

Пироксено-роговиковая фация. Очень высокая температура, давление среднее. Внутренние наиболее высокотемпературные зоны контактового метаморфизма.

Фация глаукофановых сланцев. Иногда называют фацией голубых сланцев из-за голубоватой окраски роговой обманки, характерного минерала этой фации. Высокая температура и очень высокое давление – в основном стресс, до 12 000 кбар. Метаморфизм происходит в зонах крупных надвигов и покровов, характерен и для зон субдукции. Динамотермальный метаморфизм. Выделение этой фации рядом исследователей оспаривается и предлагается породы этой фации относить к фации зелёных сланцев и эпидот-амфиболитовой фации.

Гранулитовая фация. Очень высокая температура (до 950–1000 °С), поэтому нет водосодержащих минералов. Давление высокое, до 9 кбар. Региональный метаморфизм сопровождается частичным плавлением.

Эклогитовая фация. Очень высокая температура (более 800 °С) и давление (до 13 500 кбар). Минеральный состав достаточно ограничен: пироксен и гранаты, иногда встречаются алмазы. Эклогитовые породы слагают небольшие массивы среди других пород, принадлежащих близким фациям. Границы с гранулитовой фацией нечеткие.

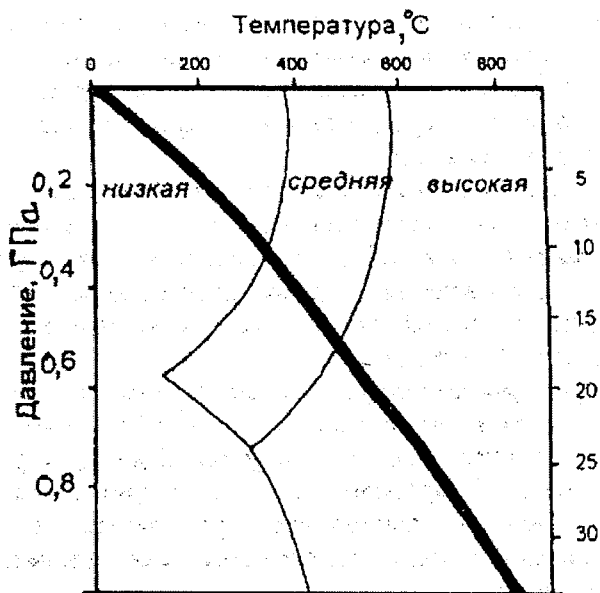


Рис. 13.2. Степени метаморфизма.

Черная линия – рост температуры с глубиной [Короновский, 2002]

Метаморфические фации соответствуют ступеням метаморфизма, т.е. степени усиления метаморфических преобразований первичной горной породы. Переход пород от низших ступеней метаморфизма к высшим, т.е. формирование более высокотемпературных минеральных ассоциаций, называется прогрессивным метаморфизмом (рис. 13.2). Если порода подвергается воздействию более низких температур и давления, то метаморфизм называют регрессивным.

13.4. Основные метаморфические горные породы

К наиболее распространённым метаморфическим породам следует отнести мраморы, кварциты, гнейсы, сланцы. Менее распространены эклогиты, гранулиты.

Мраморы – полнокристаллическая метаморфическая порода карбонатного состава, образовавшаяся в результате перекристаллизации карбонатных пород при контактовом, или региональном метаморфизме. Мраморы состоят преимущественно из кальцита или кальцита и доломита, не менее 90 %. Всегда присутствуют примеси других минералов. Если известняки содержали кварц и глинистые минералы, то при их метаморфизме образуются тальк, мусковит, биотит, гранат и известково-магнезиальные, железистые силикаты. Химический и минеральный состав мраморов зависит от состава исходных пород и от того, сопровождалось ли их формирование метасоматозом.

Кальцитовые и доломитовые мраморы визуально неотличимы. Структуры мраморов очень разнообразны – от мелко- до крупнокристаллических. Часто структура неоднородная. Крупные кристаллы кальцита рассеяны в мелкозернистой массе. Мелкозернистые мраморы с зубчатой связью зёрен имеют наибольшую прочность и наилучшую полируемость.

Для мраморов характерно полосчатое строение. Полосы выделяются по размеру зёрен кальцита и скоплению второстепенных минералов, что заметно по смене окраски. Если мрамор – продукт регионального метаморфизма, то слюды и другие чешуйчатые и игольчатые минералы приобретают ориентировку. В мраморах, образовавшихся в условиях контактового метаморфизма, ориентировка отсутствует.

Мраморы – ценный облицовочный и декоративный материал. Влияя на окраску и полируемость мрамора, примеси могут понижать или повышать его декоративность.

По окраске мрамора можно судить о содержащихся в нём примесях. Углеродистые и органические вещества придают мрамору чёрный или тёмно-серый цвет, железистые компоненты – коричневый разных оттенков (от красного до жёлтого) или пёструю окраску. Известны своей белизной греческие и итальянские мраморы.

Кварциты – метаморфические породы, сложенные зернами кварца и сцементированные кварцевым материалом. Содержание кварца более 75 %. Второстепенные минералы – плагиоклазы, амфиболы, пироксены, гранаты, слюды. Зёрна кварца в результате высоких давления и температуры настолько тесно сцементированы, что порода при ударе разламывается не только по цементу, но и по зёрнам кварца.

Продукт регионального, иногда контактового метаморфизма. Образуется за счёт осадочных обломочных пород – песков и песчаников, реже и в значительно меньшей степени органогенных (диатомиты, радиоляриты и др.) и хемогенных кремниевых пород. Происходит глубокое преобразование первичных пород, их признаки в кварцитах почти не сохраняются. Но нередко в кварцитах наблюдаются следы первичной полосчатости.

Структура мелко- и среднезернистая, текстура от массивной до сланцеватой, обычно слабо ориентированная. Цвет разнообразный, зависит от примесей – с различными оттенками белый, серый, зелёный, красный, чёрный.

Названия кварцитам обычно даются по их химическому составу и минералам-примесям: кварциты железистые, глинозёмистые, слюдястые, гранатовые и др.

Кварциты – ценный строительный и облицовочный материал. Хорошо известны Шокшинские кварциты тёмно-красного цвета из Карелии (западный берег Онежского озера). Кварциты обладают большой механической прочностью и высокой огнеупорностью, до 1710–1770 °С. Из кварцитов с содержанием кремнезёма более 95 % изготавливают огнеупорные и кислотоупорные материалы.

При высоком содержании железа, фосфора и некоторых других элементов кварциты образуют промышленные месторождения. Железистые кварциты с содержанием железа не менее 25 %, образуют магнетитовые, гематитовые руды (Кривой Рог, Курская магнитная аномалия и др.).

Гнейсы – наиболее распространённые метаморфические горные породы; продукт регионального метаморфизма докембрийского возраста, образуют фундамент докембрийских платформ, слагают щиты, выходят на поверхность. Минеральный состав близок к гранитам – полевые шпаты, кварц, слюды, биотит и мусковит, роговая

обманка, иногда гранат и др. Образуется при высоких степенях регионального метаморфизма – амфиболитовая и гранулитовая фации. Ввиду глубокого преобразования первичных пород указать точно их состав затруднительно. Ограничиваются разделением гнейсов на парагнейсы – продукт регионального метаморфизма осадочных преимущественно песчаных и глинистых пород и ортогнейсы – продукт преобразования магматических кислых и средних пород.

Цвет породы серый и серовато-серый. Формирование породы сопровождается ин-тенсивным бластезом, поэтому структура бластовая. Текстура сланцеватая полосчатая или гнейсовая, выражается в субпараллельной ориентации вытянутых и пластинчатых минералов, в чередовании в породе полос, линз различного минерального состава и структуры с преобладанием кварца и полевых шпатов в одних и роговой обманки и иных цветных минералов в других.

Названия гнейсам даются по фации метаморфизма или по присутствующим в наибольшей степени характерным или второстепенным минералам - слюдяные гнейсы (амфиболитовая фация), мусковит-гранатовые, альбитовые, амфиболовые и др.

Применяется в дорожном строительстве в качестве щебня и бута. Плотные разновидности гнейса – хороший облицовочный материал.

Сланцы – мелкозернистые, реже среднезернистые метаморфические горные породы с совершенной сланцеватостью, характеризующиеся субпараллельным расположением входящих в их состав вытянутых и пластинчатых минералов и обладающие способностью раскалываться на тонкие пластинки.

По степени регионального метаморфизма выделяют слабо метаморфизованные и глубоко метаморфизованные сланцы. Слабометаморфизованные – это глинистые, углистые, карбонатные, битуминозные и гумусовые сланцы, состоят преимущественно из глинистых минералов, гидрослюд и органического материала. Примером гумусовых сланцев являются диктионемовые сланцы Копорской свиты в Ленинградской области. Глинистые сланцы, обогащённые органическим веществом, обычно называют горючими сланцами.

Глубоко метаморфизованными являются кристаллические сланцы. Это обширная группа пород средней, иногда сильной степени метаморфизма, состоящих преимущественно из кварца, полевых шпатов, слюды, амфиболов и др. Количественные соотношения между минералами сильно варьируют. Кристаллические сланцы, обогащённые слюдами, называют слюдяными. Сланцы биотитовые, мусковитовые имеют ясную сланцеватую текстуру. В роговообманковых, турмалиновых кристаллических сланцах чётко выражена полосчатость. При увеличении содержания полевых шпатов кристаллические сланцы переходят в гнейсы.

Кристаллические сланцы широко распространены в докембрийских породах.

Филлиты – плотные сланцеватые метаморфические горные породы, возникшие в условиях фации зелёных сланцев. Состоят из серицита и других слюд, хлорита, кварца, полевых шпатов, иногда кальцита и др. Как второстепенные минералы присутствуют гранат, пирит, магнетит и др. Основные минералы (слюды и кварц) обычно составляют 80–85 %. Если кварца 50 % и более, то филлиты называют кварцевыми.

Структура филлитов мелкозернистая, минералы микроскопически неразличимы. Цвет тёмно-серый до чёрного, иногда с жёлтыми, красноватыми, зелёными тонами.

Филлиты продукт регионального метаморфизма, образуются при метаморфизме глинистых сланцев в условиях повышенного давления и являются переходной формой между глинистыми сланцами и слюдяными.

Амфиболиты – породы, возникшие в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, умеренная температура и среднее давление, из магматических основных и ультраосновных пород (параамфиболиты) и осадочных мергелистых пород (ортоамфиболиты). Текстура часто массивная, иногда сланцеватая, но сланцеватость выражена слабее, чем в кристаллических сланцах. Состоят из роговой обманки, средних плагиоклазов (преимущественно андезин) и второстепенных минералов – гранат, кварц, биотит и др.

Цвет амфиболитов тёмный до чёрного. Названия амфиболитам даются по характерным второстепенным минералам – амфиболиты биотитовые, гранатовые, кварцевые и др. Используются

амфиболиты как сырьё на щебень. Некоторые чёрные разновидности используются как поделочный и облицовочный материал.

Гранулиты – породы, образовавшиеся в условиях гранулитовой фации, высокие температура и давление, из первичных пород различного состава. Продукт регионального метаморфизма. Структура пород мелкозернистая. Порода сложена кварцем, плагио-клазами и калиевым полевым шпатом, пироксенами, гранатом и др. Гранат, входящий в состав гранулитов, обогащен пироповой составляющей. Этим в частности гранулиты отличаются от гнейсов, гранат в которых обогащён альмандиновой составляющей.

По минеральному составу различают кварцево-полевошпатовые и пироксенсодержащие гранулиты. Текстура кварцево-полевошпатовых разновидностей гнейсовидная, характеризуется чередованием прослоев грубозернистого кварца и тонкозернистых прослоев зёрен граната, плагиоклаза, ортоклаза и др. Текстура пироксенсодержащих гранулитов массивная, порода в основном сложена плагиоклазом, пироксенами, гранатом.

По строению и окраске делятся на светлые массивные, светлые листоватые и тёмные массивные гранулиты.

Эклогиты – мелкозернистая порода с массивной, реже сланцеватой текстурой, глубинного происхождения в условиях эклогитовой фации регионального метаморфизма. Состоит из амфиболов, пироксенов и порфиробластов розово-красного граната, обогащённого пироповой составляющей. Второстепенными минералами – примесями являются бронзит (ромбический пироксен – гиперстен с повышенным содержанием магния относительно железа), биотит, олигоклаз, калиевые полевые шпаты, кварц, пирит, циркон, рутил и др.

По присутствию в наиболее заметном количестве характерных минералов выделяют эклогиты роговообманковые, бронзитовые, бронзито-гранатовые, гранатовые, роговообманковые и др.

Необычный минеральный состав и высокая плотность эклогитов ($3,35-4,2 \text{ г/см}^3$) указывают на их образование в безводной обстановке в условиях высоких температуры и давления из первичных пород, близких по составу к габбро. На поверхность и в верхнюю часть земной коры эклогиты выносятся с больших глубин и встречаются в виде включений в кимберлитах и гранатсодержа-

щих ультраосновных породах, в виде линз в гнейсах и в метаморфических породах более низких ступеней метаморфизма (гранулитовой фации и фации глаукофановых сланцев).

Основные выводы. *Метаморфизм – это эндогенный процесс изменения текстуры, структуры, химического и минерального состава горных пород под действием давления, температуры и химически активных растворов. Эти факторы метаморфизма могут действовать порознь или совместно, что создаёт различные виды метаморфизма и соответственно большое разнообразие метаморфических пород. Главнейшими видами метаморфизма являются термальный или контактовый, динамический и региональный. Наиболее распространённые метаморфические породы – мрамор, кварцит, гнейс, сланец.*

Контрольные вопросы

1. В чём суть метаморфических процессов?
2. Каковы факторы метаморфизма и их роль в преобразовании горных пород?
3. Что такое метасоматоз и бластез?
4. Основные виды метаморфизма? Дайте их краткую характеристику.
5. Какова генетическая классификация метаморфических пород?
6. Какие метаморфические породы наиболее распространены?

Глава 14

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА И ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

14.1. Геологическая среда

Под окружающей средой понимают систему взаимосвязанных природных и антропогенных объектов, в которых протекает жизнь и деятельность человеческого сообщества. Это понятие включает природные, социальные и искусственно создаваемые различные по масштабам объекты и явления прямо или косвенно воздействующие на жизнь и деятельность человека. Важнейшей составной частью окружающей среды является природная среда, включающая в себя четыре геосферы – биосферу, атмосферу, гидросферу и литосферу. Часть природной среды, а именно приповерхностные области литосферы, которые можно рассматривать как минеральную основу биосферы, выделяется как геологическая среда.

Геологическая среда представляет собой верхнюю часть литосферы, испытывающую техногенную нагрузку, её также называют антропогенной. Верхняя граница геологической среды совпадает с поверхностью рельефа, а нижняя определяется глубиной буровых скважин. На континентах она обычно 5–6 км. В океанах глубина буровых скважин от морского дна до 1,5 км. Максимальная глубина нижней границы геологической среды принимается равной 12 300 м – это глубина Кольской сверхглубокой скважины. В каждом конкретном случае глубина залегания геологической среды должна определяться в зависимости от решаемых задач и геологического строения региона. С увеличением глубины буровых скважин возрастает объём геологической среды.

Геологическая среда есть открытая динамическая многокомпонентная система, находящаяся под воздействием инженерно-хозяйственной деятельности человека и, в известной степени, влияющая на эту деятельность. Границы геологической среды меняются не только в пространстве, но и во времени по мере развития техногенных процессов и усиления воздействия на неё антропогенной нагрузки.

Внешними средами для геологической среды, находящимися с ней в постоянном массо- и энергообмене и воздействующими на неё, являются атмосфера, поверхностная гидросфера, растительные и животные организмы и техносфера со всеми инженерно-хозяйственными сооружениями. Собственно компоненты геологической среды, её внутренние составные части, – это горные породы верхнего слоя литосферы, включая породы гранитного слоя континентальной земной коры и базальтового слоя океанической коры, почвы и подземные воды, искусственные грунты, образующие совокупность взаимосвязанных компонентов. В состав геологической среды входят не только материальные объекты, как её компоненты, но и энергетические объекты, в том числе геофизические поля. Все компоненты геологической среды находятся в постоянном энерго- и массообмене как между собой, так и с контактирующими внешними средами.

Геологическую среду характеризуют литологический состав горных пород, геологическое строение региона и наличие в нём полезных ископаемых, тип подземных вод, геофизические поля, сейсмичность региона и т.д.

Геологическая среда не есть стационарная система. Она развивается и формируется по своим законам в результате взаимодействия природных процессов, эндогенных и экзогенных, на которые накладываются антропогенные процессы.

Геологическая среда – это неживое вещество биосферы. Как часть биосферы, она испытывает постоянное воздействие живого вещества биосферы, её растительных и животных организмов. С появлением жизни на суше начала формироваться почва – одна из составных частей геологической среды. Новый этап развития геологической среды начался с появлением человеческого общества. Верхняя часть литосферы стала эксплуатироваться человеком для своего существования и развития. Человек использует поверхностную часть геологической среды для размещения городов и посёлков, дорог, промышленных и сельскохозяйственных предприятий. Внутреннее пространство геологической среды используется для добычи полезных ископаемых, строительства различных подземных сооружений. В настоящее время человек стал геологической силой, определяющей развитие геологической среды. Изменяя

рельеф, эксплуатируя недра, подземные воды человек влияет на ход экзогенных геологических процессов и в последнее время стал оказывать влияние на ход эндогенных процессов. Примером последнего являются землетрясения техногенного происхождения.

Геологическая среда развивается, подчиняясь природным законам и законам человеческого общества, и в настоящее время является естественно-социальной средой.

В результате происходящих в геологической среде природно-технических процессов меняются вещество, структура, естественные геофизические и геохимические поля, ход естественных геологических процессов и возникают новые инженерно-геологические процессы. Перестройка геологической среды в зоне взаимодействия с источниками техногенного возмущения и в прилегающих участках может быть значительной на фоне её собственной эволюции. Масштабы и интенсивность изменений зависят от характера и времени техногенного воздействия, а также от устойчивости самой среды, т.е. её способности под влиянием техногенных процессов сохранять свое состояние или допускать изменения, не приводящие к отрицательным необратимым последствиям. Устойчивость определяется, с одной стороны, природными факторами, составом и геологическим строением региона, рельефом, а с другой – техногенными факторами – осушение или наоборот повышение уровня грунтовых вод, загрязнение промышленными стоками и т.д.

Геологическая среда и инженерно-хозяйственная деятельность человека тесно взаимосвязаны. Геологическая среда, находясь и изменяясь под воздействием хозяйственной активности человека, сама в значительной степени влияет на характер этого воздействия, определяя функциональное назначение хозяйственных объектов. В соответствии с распределением в геологической среде минеральных ресурсов закладываются рудники, шахты, бурятся скважины, в сейсмических районах строятся сейсмостойкие сооружения и т.д.

14.2. Техногенез и техносфера

В 30-х годах прошлого века академик А.Е. Ферсман (1883–1945) определил техногенез как совокупность геохимических и минералогических процессов, вызываемых технической деятель-

ностью человека. В настоящее время техногенез понимают более широко – как процесс изменения природных комплексов под воздействием производственной деятельности человека. Происходит перестройка биосферы, земной коры и околоземного пространства. В эпоху развитого индустриального общества техногенез стал новым геологическим фактором взаимодействия человека с окружающей средой.

Область проявления процессов техногенеза есть техносфера. Техносфера является частью литосферы и биосферы, преобразованными людьми для наилучшего соответствия социально-экономическим, но не экологическим потребностям человечества. Техносфера представляет собой скопление техногенного вещества, т.е. всего материального, что создано человеком и чего ранее до его появления не существовало в природе. Поэтому техносферу можно определить как совокупность машин и механизмов, взятую вместе с искусственной средой их существования, промышленными и жилыми зданиями, коммуникациями, искусственными формами рельефа и т.д.

Техносфера и геологическая среда материально и энергетически взаимосвязаны и взаимозависимы. Геологическая среда в определённой степени определяет функциональное назначение объектов техносферы, а её изменения вызываются созданием и эксплуатацией этих объектов. Ресурсами для существования и развития техносферы, помимо содержания геологической среды, т.е. природных материалов, необходимых для создания машин и техногенного вещества, источников энергии, является пространство геологической среды или собственно земная поверхность. Поскольку земная поверхность ограничена, то человек на необходимых участках для расширения поверхностного пространства техносферы создаёт дополнительные подземные и наземные уровни, искусственные острова и т.д.

Техносфере, как и другим земным оболочкам, свойственны целостность, ритмичность, зональность. Целостность понимается как взаимосвязанное и взаимозависимое развитие всех компонентов техносферы – машин, механизмов и искусственной среды их существования. Все компоненты техносферы, постоянно взаимодействуя с окружающей средой, формируют единую природно-

техническую систему энергетических и физических взаимосвязей. Ритмичность, свойственная природе, – это повторяемость одних и тех же процессов и явлений во времени. Как и окружающая среда, техносфера испытывает те же ритмические колебания температур, влажности и т.д. Зональность техносферы определяется законом географической зональности. На распространение и развитие техносферы влияют климатические условия, поэтому ей свойственна зональность географических и климатических поясов. Существенное влияние на развитие техносферы оказывают также и аazonальные факторы (абсолютные отметки местности, зоны повышенной сейсмичности и др.).

В зависимости от преобладания тех или иных типов технических сооружений и индустриальных ландшафтов на поверхности Земли выделяют различные области техносферы. Поэтому на фоне общей зональности для распределения техногенного вещества характерна пространственная дифференциация. Например, скопление техногенного вещества отмечается преимущественно в городских, промышленных и горнодобывающих районах, около одной трети суши (48 млн км²) не имеют явных следов антропогенного воздействия.

В техносфере принято выделять ряд субсфер. Субсфера А: это материальные продукты человеческого труда: машины и механизмы, стройдетали, книги, искусственные радионуклеиды. Субсфера Т-1: добытые горючие ископаемые – уголь нефть, газ. Субсфера Т-2: техногенный рельеф – терриконы, отвалы пустой породы, плотины, карьеры, котлованы и т.д. Субсфера II: биомасса культивируемых растений и животных, производимые продукты питания. Субсфера О: промышленные отходы. Общая масса промышленных и бытовых отходов в настоящее время составляет не менее 140 Гт в год. Это количество распределяется между водоёмами, воздухом и земной поверхностью приблизительно в соотношении 1:2:6.

Техносфера эволюционирует по мере повышения технической обеспеченности жизнедеятельности человека. Её развитие на этапе современного индустриального общества начинает отрицательно влиять на ход естественно протекающих процессов в биосфере, что приводит к серьёзным нарушениям биосферного равновесия и необратимой деформации окружающей среды. Знание состава,

структуры техносферы позволяет дать объективную геоэкологическую оценку рационального природопользования.

14.3. Техногенные факторы и их классификация

В процессе инженерно-хозяйственной деятельности человека на окружающую среду оказываются различные по природе, механизму, длительности и интенсивности техногенные воздействия. Масштабы и интенсивность их проявления зависят от особенностей функционирования возводимых техногенных объектов и возрастают одновременно с развитием общества. В современную эпоху техногенные нагрузки настолько возросли, что стала реальной опасностью глобальных негативных необратимых изменений природной среды.

Техногенные воздействия различные по своей природе, действуют на разные компоненты окружающей среды и характер этих воздействий различен, как и их экологические последствия. Это загрязнение промышленными отходами и токсическими веществами атмосферы, гидросферы и верхних слоёв литосферы. Нарушается динамическое равновесие природных процессов – климатических, геологических, геохимических и биогеохимических. Меняется климат, повышается уровень Мирового океана, преобразуется рельеф и т.д.

В процессе инженерно-хозяйственной деятельности человека техногенное влияние на окружающую среду и на геологическую среду в частности оказывается комплексно. Воздействия от отдельных источников накладываются, суммируются, при этом они видоизменяются, усиливаются, иногда взаимоподавляются, что затрудняет их выделение и классификацию. Для экологической оценки территории, организации мониторинга эти комплексные воздействия необходимо разделять и уметь выделять отдельные техногенные факторы, действующие на данной территории.

Техногенные факторы по природе их воздействия на окружающую среду принято делить на классы, физические, химические, биологические, в каждом из которых выделяются подклассы. Так, в классе физических факторов выделяются подклассы по действию различных физических полей – механического, гидродинамического, термического, электромагнитного, радиационного.

Механические и гидродинамические факторы оказывают всё более значимую нагрузку на геологическую среду. Меняется рельеф, активизируются происходящие в верхних слоях литосферы геодинамические процессы. Причём характер этого воздействия крайне разнообразен. Инженерно-геологические процессы по масштабам и интенсивности стали превосходить природные геологические процессы. В результате активизируются различные негативные геологические явления: оползни, сели, засоление и эрозия почв, подтопление и заболачивание территорий, изменения рельефа в результате техногенной аккумуляции и эрозии. Отвалы пустой породы вблизи горнодобывающих предприятий накапливаются и уже достигают гигантских размеров, что оказывает негативное воздействие на гидродинамический режим подземных вод. Происходит повышение или понижение уровня подземных вод, меняется их состав.

Термический фактор является одним из ведущих в зонах вечной мерзлоты, оказывая существенное влияние на состояние геологической среды. В результате активизации склоновых процессов и геодинамических процессов в приповерхностном слое литосферы изменяется рельеф

Инженерно-хозяйственная деятельность человека вызывает не только активизацию или наоборот замедление природных геологических процессов, но также индуцирует новые процессы, нетипичные для данной территории, например, землетрясения, возникающие при заполнении водохранилищ или при подземных ядерных взрывах.

Радиационный фактор – один из древнейших в природе. Естественный радиационный фон складывается из космического излучения и земной радиации, обусловленной содержанием радиоактивных изотопов в горных породах. С распространением в настоящее время ядерных технологий в энергетике, промышленности, медицине, научных исследованиях сформировался и техногенный источник радиации, что стало приводить к радиоактивному загрязнению подземных вод, почвы, воздушной среды.

Химизация инженерно-хозяйственной деятельности человека в настоящее время достигла такого уровня, что стала влиять на ход природных геохимических процессов. Расчёты показывают, что

только 10 % добываемого сырья превращается в готовую продукцию, остальное составляют отходы, загрязняющие окружающую среду. К наиболее опасным химическим загрязнителям относятся тяжёлые металлы, промышленные химические вещества и ядохимикаты, распыляемые в сельском хозяйстве.

В процессе хозяйственной деятельности человека возрастает роль биологического фактора. Промышленными и бытовыми биологическими отходами происходит загрязнение почвенного слоя, горных пород и подземных вод. Наблюдается перестройка сообществ микроорганизмов – важного компонента природной среды, меняются их свойства с изменением среды обитания. Это приводит к изменению естественных биологических циклов и в результате к нарушению функционирования природных экосистем. Появляются многочисленные виды новых для региона бактерий, разрушающих горные породы. Активизируется биологическое выветривание.

При анализе состояния природной среды каждый выделяемый вид воздействия должен соотноситься с вызывающим его источником и характеризоваться количественными параметрами. Параметры могут быть общими и частными, отражающими особенности только данного техногенного воздействия. Общими являются геометрические параметры, характеризующие в трёхмерном или двумерном пространстве размеры зоны влияния данного источника техногенного воздействия. К частным показателям могут относиться содержание конкретного химического элемента, плотность геофизического поля и т.д. Это позволяет количественно оценить масштаб каждого воздействия и правильно отразить его на картографических моделях. При этом отдельные воздействия, накладываясь друг на друга, будут отражать реальные поля комплексных техногенных воздействий на геологическую среду.

14.4. Техногенные воздействия на геологическую среду

Интенсивность воздействия человека на верхние слои литосферы постоянно возрастает, осваиваются новые пространства на поверхности и глубине. В результате формируется мощный антропогенный геологический фактор, преобразующий рельеф земной поверхности, состояние, состав и свойства верхней части литосферы, являющейся геологической средой. Изменяются естественные

геофизические и геохимические поля, интенсивность и направленность природных геологических процессов, что нередко приводит к изменению характера взаимодействия человека с геологической средой, к различным нарушениям функционирования природных и техногенных объектов. Эти изменения могут быть быстрыми и медленными, обратимыми и необратимыми и, главное, отрицательными и положительными, последних к сожалению значительно меньше.

Техногенное развитие цивилизации, слишком быстрое по меркам геологического времени, постоянно ускоряется. В настоящее время антропогенная деятельность по масштабам и интенсивности не только соизмерима с природными геологическими процессами, но иногда стала превосходить их. Происходит активизация различных негативных геологических процессов (оползни, сели, засоление или эрозия почвенного слоя, заболачивание территорий и т.д.). Если случившиеся ранее природные катастрофы были природными явлениями, то уже сейчас происходящие катастрофы нередко имеют техногенное происхождение.

Характер и интенсивность воздействия на геологическую среду зависят от особенностей функционирования возводимых техногенных объектов. Наибольшие по масштабам техногенные воздействия на литосферу обусловлены такими видами инженерно-хозяйственной деятельности, как горно-добывающая, инженерно-строительная, сельскохозяйственная.

Развитие цивилизации, её экономический рост невозможны без природных ресурсов и их эксплуатации. Геологическая среда, как верхняя часть литосферы, является для человека поставщиком минерально-сырьевых и энергетических ресурсов, основная часть которых относится к невозобновляемым. По данным на конец XX в. добыто более 125 млрд т угля, более 32 млрд т нефти и более 100 млрд т других полезных ископаемых. Происходит истощение минеральных ресурсов геологической среды, что вынуждает человека осваивать новые пространства и переходить на более глубокие горизонты. Добыча золота в Южной Африке, золотоносный бассейн Витватерсранд, происходит на глубине, приближающейся к 4000 м.

В настоящее время из недр извлекается более 20 млрд т горных пород ежегодно. Общая протяжённость подземных горных выработок на Норильском горнодобывающем комбинате в 10 раз превышает длину Московского метро. Добыча силвинита на Верхнекамском месторождении привела к образованию пустот объёмом более 2,4 млн м³. Изъятие полезных ископаемых приводит к формированию огромных искусственных пустот, что нарушило геодинамическое равновесие геологической среды. Из-за деформации перекрывающих горных пород подземная разработка вызывает просадку земной поверхности над выработанным пространством. Добыча медной руды в районе Джезказгана (Казахстан) обусловила провалы поверхности в центре города до 10 м. Скорость просадки земной поверхности на нефтяном месторождении Лагунилас достигает 20 см/год.

Одновременно с добычей полезного компонента из литосферы извлекается большое количество пустой породы. На каждую тонну производимого калийного удобрения приходится 3-4 т пустой породы. Это приводит к образованию вблизи горно-обогачительных предприятий и топливно-энергетических комплексов крупных техногенных скоплений пустой породы. Изменяется рельеф, нарушается режим динамики подземных вод, изымаются из обращения плодородные пахотные почвы. Образующиеся отвалы насыщаются водой, размываются, происходит химическое загрязнение поверхностных и подземных вод. При наличии легко проницаемых горных пород загрязнения могут достигать глубинных водоносных горизонтов.

Ещё более значимы изменения геологической среды, вызванные открытыми разработками месторождений полезных ископаемых. Это снятие почвенного слоя, нарушение геологического строения и создание искусственного рельефа, загрязнение поверхностных и подземных вод и нарушение их гидродинамических режимов, наведённая сейсмичность в результате взрывных работ.

Значительные воздействия на геологическую среду оказываются при инженерно-строительных работах. При строительстве жилых и промышленных зданий, мостов, туннелей, дорог, каналов и водохранилищ нарушается почвенный покров, меняется рельеф и геологические условия прилегающих территорий, возникают

новые геологические процессы, техногенные по происхождению. В настоящее время вся земная поверхность, за исключением Антарктиды и высокогорных территорий, охвачена дорожной сетью. Общая протяжённость проложенных железных дорог почти в 4 раза превышает расстояние от Земли до Луны. Суммарная протяжённость берегов искусственных водохранилищ, построенных только на территории стран СНГ, превышает длину экватора Земли. На всём протяжении береговой линии активизируются процессы эрозии. Берега, сложенные глинистыми породами, более устойчивы к водной эрозии, чем берега, сложенные песчаными породами. На последних быстрее возникает отмель и формируется профиль равновесия.

Почвенный покров как верхний слой литосферы является первым геохимическим барьером на пути вертикальной миграции техногенных загрязнений. Одновременно почвенный слой – это основной источник продуктов питания. Почвы являются возобновляемыми средами, однако для их восстановления требуется сотни и тысячи лет. Распахивание почвенного слоя вызывает эрозию почвы. Процессы эрозии почвенного слоя резко возрастают при уклонах, превышающих 3° . Чрезмерное распахивание, плохо рассчитанная мелиорация, нерациональное использование удобрений и ядохимикатов нарушают природный биогеохимический круговорот. В результате ветровой и водной эрозии, интенсивного поглощения перевёрнутой плугом почвы техногенных элементов вместе с водными осадками, процессов засоления или заболачивания ежегодно часть сельскохозяйственных угодий выводится из обращения безвозвратно. Их рекультивация становится экономически невыгодной. В настоящее время под пашни используется не более 10 % суши.

В результате в геологической среде, как геологическом пространстве, происходят одновременно с природными геологическими процессами процессы также геологические, но техногенные по условиям возникновения, вызывающие негативные и нередко необратимые изменения.

Наблюдается всё возрастающее повсеместное превышение предельно допустимых уровней техногенного воздействия на геологическую среду. Для предотвращения экологического кризиса

необходимо минимизировать негативные воздействия не только на геологическую среду, но и на всю окружающую среду, включая атмосферу, гидросферу, окружающий растительный и животный мир. Комплексное использование добываемых минеральных ресурсов, строительство очистных сооружений, рекультивация земель, сокращение применения ядохимикатов в сельском хозяйстве, дозированное внесение удобрений для предотвращения их смыва поверхностными водами должно существенно ослабить техногенную нагрузку.

Разработка рекомендаций по управлению процессами, происходящими в геологической среде и связанными с её освоением позволит:

- обеспечить нормальное функционирование искусственной части геологической среды и жизнедеятельности человечества, зависящее от состояния и ресурсов геологической среды;
- предотвратить кризисные ситуации в системе «среда–общество»;
- защитить, восстановить, иногда улучшить природную среду как среду обитания человека.

14.5. Геоэкосистемы.

Экологические функции геологической среды

Экосистема есть любое сообщество на определённом участке природной среды различных видов животных, растений и микроорганизмов, взаимодействующих друг с другом и окружающей их средой (атмосферой, почвой, водоёмом и др.). Экосистема – это единая функционально связанная система, возникающая на основе взаимозависимости и причинно-следственных связей, существующих между отдельными экологическими компонентами. Экосистемы, как системы более ли менее стационарные, меняются преимущественно эволюционно, но иногда катастрофически, причём второй путь в результате возросшего антропогенного воздействия становится более и более частым. Термины «экосистема» и «биогеоценоз» рассматриваются обычно как синонимы.

Понятие экосистемы применяется к природным объектам различной сложности и размеров. Выделяют микроэкосистемы (ствол гниющего дерева и пр.), мезоэкосистемы (лес, озеро и пр.), макро-

экосистемы (океан, континент). Глобальная экосистема есть биосфера.

Каждую экосистему можно разделить на две компоненты: живую (биоту) и неживую (биотоп).

Биота (гр. *biote* – жизнь) – это сложившаяся совокупность флоры, фауны и микроорганизмов, объединённых общей областью распространения. В состав биоты могут входить виды, не имеющие экологических связей между собой, например, биота Африки – бегемоты оз. Чад и рептилии долины р. Конго. Как правило, понятие биоты применяется к крупным территориям – биота суши, биота океана или биота Земли.

Биотоп (гр. *biote* – жизнь, *topos* – место) представляет собой некоторый участок земной поверхности (суши или водоёма), занятый определённым сообществом организмов. Биота и биотоп связаны между собой обменом веществ и энергии.

Биота представляет собой совокупность биоценозов. Биоценоз (гр. *koinos* – общий) – это такое сообщество организмов, совместно населяющих определённый участок суши или водоёма, все члены которого экологически взаимосвязаны и выполняют определённую функцию. Связи между видами, образующими биоценоз, вырабатываются в процессе длительного совместного существования и обеспечивают биогенный круговорот веществ и энергии.

Биогеоценоз есть комплекс живых и неживых компонентов природной среды, являющийся эволюционно сложившейся в определённой степени пространственно ограниченной внутренне однородной системой с определённым биоценозом и включающей также приземной слой атмосферы, почвенный слой, поверхностные и подземные воды, верхнюю часть литосферы и пр. Все компоненты биогеоценоза взаимосвязаны обменом веществом и энергией. Если для биоценоза живая природа является доминантой, то для биогеоценоза живые и неживые компоненты рассматриваются во взаимодействии без выделения доминанты. Важнейшей особенностью биогеоценоза является саморегулирование, позволяющее восстанавливать в определённой степени нарушенное состояние.

Геозкосистема есть совокупность природных геологических объектов и окружающей их среды, включающих твёрдую, жидкую, газообразную фазы и живое вещество [Экологический энцик-

лопедический словарь, 2002]. Геологическая среда как верхняя часть литосферы, включая подземные воды и газы, является одной из обязательных компонент геозкосистемы.

Роль геологической среды как абиотической компоненты в геозкосистемах, её экологические функции как приповерхностной части литосферы со всеми её компонентами изучает экологическая геология. Это новая научная дисциплина, сформировавшаяся в последней четверти XX в. на пересечении геологии и биологии. Она возникла, когда литосферу стали рассматривать не только как источник минеральных ресурсов и пространство для инженерно-строительной деятельности человека, но и как вещественную и энергетическую основу существования биоты и в первую очередь человеческого сообщества. Приоритетное выделение человеческой популяции обусловлено её активным и всё время возрастающим воздействием на среду обитания.

Экологическая геология развивается с позиций геоцентризма, что предполагает всесторонний учёт всех видов антропогенного воздействия на геологическую среду и её обратного влияния на человеческое сообщество, а также флору, фауну и микроорганизмы, населяющие данную территорию. При этом не рассматривается экономическая целесообразность инженерных сооружений, а только каким образом они влияют на геологическую среду и геозкосистему в целом.

Особое место в экологической геологии занимает проблема экологических функций геологической среды. Под экологическими функциями геологической среды понимается роль, значение и всё многообразие функций, определяющих и отражающих роль и значение приповерхностной части литосферы, включая помимо горных пород также и подземные воды, нефть и газ, геофизические поля и происходящие природные и техногенные геологические процессы в жизнеобеспечении биоты, главным образом человеческого сообщества.

Основными экологическими функциями геологической среды как геологической составляющей геозкосистем являются: ресурсная, геодинамическая и геофизико-геохимическая или просто геохимическая функции.

Ресурсная функция. Определяет потенциальные способности геологической среды в обеспечении потребностей человеческого сообщества минеральными ресурсами, необходимыми для его существования и развития. Задачами экологической геологии в рамках ресурсной функции геологической среды являются оценка запасов минеральных ресурсов и экологических последствий их освоения и эксплуатации, повышение эффективности их эксплуатации, применение современных принципов утилизации продуктов техногенеза, промышленных и бытовых отходов.

Геодинамическая функция. Определяет проявления и динамику природных и техногенных геологических процессов, их влияние на геозкосистемы, в том числе и на жизнеобитание и жизнедеятельность человеческого сообщества. Это экзогенные процессы – оползни, обвалы, сели, береговая эрозия и эндогенные – землетрясения, вулканические извержения и т.д. Как уже отмечалось, геологические процессы техногенного происхождения по своей интенсивности и масштабам проявления могут существенно превосходить их природные аналоги. Практическими задачами экологической геологии, следующими из геодинамической функции геологической среды, являются прогноз и оценка состояний геологической среды, определение устойчивости территорий и их инженерная защита от геологических природных и техногенных воздействий, а также от стихийных катастроф. Пока ещё не выявлены предельно допустимые уровни техногенных воздействий на геологическую среду и на её компоненты – почву, гордые породы, подземные воды, рельеф и на происходящие на конкретных территориях природные геологические процессы, влияющие на геозкосистемы, что необходимо для правильного прогнозирования экологических последствий для тех или иных техногенных воздействий.

Геофизико-геохимическая функция. Описывает геохимические аномалии и ареалы техногенных загрязнений, аномалии геофизических полей и их воздействие на горные породы, поверхностные и подземные воды и на живые организмы через оценку санитарно-гигиенического состояния территории. Геохимическая функция геологической среды, как приповерхностной части литосферы, заключается в её участии в процессах круговорота веществ в природе как полезных, так и вредных для геозкосистем. В связи

с тем что геохимическая миграция различных элементов в пределах экосистем может осуществляться различными путями, выделяют механическую, физико-химическую, биологическую и техногенную миграцию, что является предметом исследования экологической химии. Практической задачей экологической геологии является выделение геопатогенных зон, полей природных и техногенных геохимических и геофизических аномалий, изучение их влияний на экосистемы. Особо важной задачей является разработка мер и определение участков для безопасного захоронения токсических и радиоактивных отходов, изучения геохимического состояния территорий, в пределах которых захоронены техногенные отходы.

Выделенные экологические функции геологической среды и их современное состояние обусловлены развитием литосферы под воздействием природных и техногенных факторов. Их анализ вскрывает фундаментальность проблемы взаимодействия человеческого сообщества с окружающей средой - литосферой, гидросферой, атмосферой и биосферой, частью которой является сам человек, и указывает на необходимость дальнейшего исследования техногенной активности человека как геологического агента, по масштабам соизмеримого, а иногда уже превосходящего природные геологические процессы. Это позволит прогнозировать экологическое состояние территорий как геоэкосистем и, своевременно принимая профилактические меры, исключить возможные экологические кризисы.

Нарушение экологических функций геологической среды, их негативное изменение вследствие техногенеза оказывает прямое или опосредованное влияние на экосистему, на существование растительных, животных организмов и человеческого сообщества и в экстремальных случаях может привести к их гибели.

Сейчас перед человеком возникла проблема антропогенного вымирания животного и растительного мира. Несмотря на принимаемые меры с каждым годом всё больше исчезает различных видов животных и растений. В результате понижается биологическое разнообразие в природе – результат её длительной эволюции. Это не может не влиять на человека, являющегося частью природы и остающегося зависимым от неё.

14.6. Мониторинг геологической среды

Геологическая среда, испытывая постоянные воздействия природных и техногенных факторов, отвечает на них постоянными процессами изменения своего состояния: структуры, состава, качества. Скорость этих процессов, некоторых природных и практически всех техногенных, соизмерима с историческим временем, что позволяет проводить непрерывные наблюдения изменений, происходящих в геологической среде. Непрерывность наблюдений происходящих процессов обеспечивает проведение мониторинга.

По международному стандарту мониторинг (англ. *monitoring* – контроль) – это многократные измерения, производимые для слежения за изменением какого-либо параметра в интервале времени; система долгосрочных наблюдений оценки, контроля и прогноза состояния и изменения объектов [Энциклопедический экологический словарь, 2002]. Получаемая в результате мониторинга информация используется для исключения или уменьшения вероятности возникновения неблагоприятных экологических ситуаций, охраны природных или созданных человеком объектов.

Глобальная система мониторинга окружающей среды (ГСМОС), осуществляющая наблюдения за источниками воздействия и состоянием биосферы, охватывает уже весь земной шар. Основные положения, определяющие функционирование ГСМОС, были сформулированы в 1974 г. на первом международном совещании по мониторингу.

В 1980-х годах была начата разработка мониторинга геологической среды и способов его реализации. Мониторинг геологической среды или геомониторинг – это система постоянных наблюдений состояния и качества геологической среды, прогноза её функционирования с учётом взаимодействия с атмосферой, гидросферой и техносферой, а также состояния и поведения источников антропогенных воздействий. Наблюдения осуществляются по заранее намеченной программе для обеспечения оптимальных экологических условий для человека в пределах рассматриваемой природно-технической системы. Главной целью геомониторинга является установление тенденций развития геологической среды или её частей в пределах данной природно-технической системы и на основе их анализа осуществлять принятие управляющих реше-

ний до того, когда ситуация может выйти из-под контроля и негативные последствия примут необратимый характер.

Изменения геологической среды в результате техногенных воздействий могут быть весьма значительными, происходить достаточно быстро, приводить к опасным и иногда к необратимым последствиям. В целевую программу мониторинга геологической среды включаются наблюдения не только за техногенными изменениями геологической среды, но и за природными изменениями её состояния, происходящими в результате тех экзогенных геологических процессов, характеристическое время которых сопоставимо с периодом деятельности природно-технической системы.

В программу мониторинга геологической среды в зависимости от её компонентов включают наблюдения за природными и техногенными геологическими процессами (эндогенными и экзогенными) и степенью их воздействия на геологическую среду. Должны фиксироваться состав, состояние и свойства почв, горных пород, техногенных грунтов, режим, динамика и гидрохимия подземных вод, состояние рельефа и его изменчивость, стабильность геодинамического режима территории, взаимодействие геологической среды и инженерных сооружений. Комплексный анализ этих данных позволяет давать обоснованные долговременные прогнозы характера протекания природных процессов с учётом всё возрастающего воздействия на них антропогенного фактора.

Для обнаружения изменений и последующего наблюдения изменений в геологической среде необходимо иметь информацию о первоначальном состоянии объекта геологической среды до начала техногенного воздействия. Анализ получаемой информации, её сопоставление с ретроспективной информацией о происходящих геологических процессах позволяет выявить общие закономерности развития геологической среды под действием как природных, так и антропогенных факторов. На основе информационного обеспечения осуществляется контроль за состоянием геологической среды, результаты которого во многом определяют стратегию землепользования и обеспечивают управление природоохранной деятельностью.

В рамках комплексного геомониторинга ведутся наблюдения за всеми компонентами геологической среды. К частным видам

мониторинга относятся гидрогеологический, гидрологический, геоморфологический, геокриологический, почвенный, геодинамический (мониторинг инженерно-геологических процессов) и т.д.

При оценке состояния эколого-геологических условий используются тематические, площадные или пространственные и динамические показатели. Тематические показатели включают характеристики свойств и состояния геологической среды как составляющей геосистемы. Это критерии геохимические, биохимические (содержание токсичных микроэлементов в растениях больше фонового) и почвенно-эрозионные, связанные с техногенным загрязнением геологической среды и геологическими процессами, активизированными антропогенной деятельностью. Площадные или пространственные критерии оценивают площадь или объем нарушений на определенном участке геологической среды, если они больше предельно-допустимых размеров, то нарушение среды практически необратимо. Динамические критерии характеризуют скорость нарастания неблагоприятных изменений среды, способных привести к опасным необратимым последствиям.

По охвату территории выделяют региональный и локальный геомониторинги. Региональный мониторинг охватывает значительные по площади территории, отличающиеся от соседних по природным условиям. Локальный мониторинг уделяет внимание контролю отдельных участков геологической среды обычно промышленных регионов, как более подверженных интенсивным техногенным нагрузкам. Локальный мониторинг проводится на участках, выделенных при региональном мониторинге по наличию или возможности проявления геологических аномалий, опасных трудно-предсказуемых геологических процессов, ситуаций и пр.

На основе получаемых наблюдений строятся эколого-геологические карты, отражающие получаемую при мониторинге информацию о геологическом состоянии территории. Эколого-геологические карты дают представление о природных свойствах и строении геологической среды в регионе, о масштабе и характере техногенных воздействий, об экологических результатах их взаимодействия и о прогнозе динамики геологической среды в результате существующих и планируемых видов воздействий на геологическую среду.

Основные выводы. Геологическая среда есть верхняя часть литосферы, испытывающая техногенную нагрузку. Геологическая среда и техносфера материально и энергетически взаимозависимы. Интенсивность техногенного воздействия на геологическую среду постоянно возрастает и уже соизмерима с природными геологическими процессами, а нередко превосходит их. В результате стали происходить геологические процессы как природные, так и техногенные, вызывающие негативные необратимые изменения геологической среды, подавляющие её экологические функции. Это вызывает прямое или опосредованное влияние на экосистему, на существование растительных и животных организмов, и человеческого сообщества. Поэтому в настоящее время проводится мониторинг геологической среды. В его программу включены наблюдения за природными и техногенными геологическими процессами и их влиянием на геологическую среду.

Контрольные вопросы

1. Что такое геологическая среда? В чём её отличие от понятий «окружающая среда» и «природная среда»?
2. Границы и основные компоненты геологической среды.
3. В чём сущность взаимосвязи геологической среды и техносферы?
4. Природа техногенных факторов и их классификация.
5. Реакция геологической среды на техногенные воздействия.
6. Геологические процессы природные и имеющие техногенное происхождение.
7. В чём сходство и различие экосистемы и геоэкосистемы?
8. Что такое биота и биотоп?
9. В чём различие понятий «биота» и «биоценоз»?
10. Что такое биоценоз и биогеоценоз?
11. Роль экологических функций геологической среды в сохранении геоэкосистем.
12. Цель и содержание мониторинга геологической среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Земная поверхность и верхняя часть литосферы, гидросфера, нижние слои атмосферы являются областью, где с наибольшей активностью проявляется взаимодействие геодинамических процессов, происходящих в различных геосферах Земли, от ядра Земли до термосферы и космоса. Эта область и действующие в ней процессы являются предметом изучения различных научных дисциплин – геологии, метеорологии, климатологии, океанологии, гидрологии, экологии и др. Все эти науки достаточно молодые. Первой из них возникла геология. Как современная наука со своей аксиоматикой и методами она окончательно оформилась и получила своё название в конце XVIII – начале XIX в.

Объектом изучения геологии или правильнее сказать геологических наук является состав, строение, история развития земной коры и более глубоких сфер Земли.

В своём развитии геология прошла ряд этапов. До второй половины XX в. объектом изучения геологии была континентальная кора как доступный объект для исследования методами того времени – *mente et malleo* (умом и молотком). Занимающая не менее 2/3 земной поверхности океаническая кора скрыта под водой и была недоступна геологам. С конца XIX в. началось изучение глубин Мирового океана, когда в 1872 г. научно-исследовательское судно «Челленджер» (Challenger) под руководством океанографа Джона Мёррея (John Murray, 1841–1914) отправилось в первый рейс и за четыре года прошло более 100 000 км. Во время плавания измерялись глубины, драгой с океанического дна доставались образцы горных пород. По материалам экспедиции были составлены первые батиметрические карты и были получены ещё достаточно схематичные и очень неточные знания о морфологии океанического ложа. Следует отметить, что этой экспедицией был впервые открыт Срединно-Атлантический хребет и указаны, хотя и с невысокой точностью, его границы.

Изучение состава и внутреннего строения океанической коры требовало новых методов и новых технических средств. Современное изучение морфологии океанического ложа, строения и со-

става океанической коры началось со второй половины прошлого века с применением геофизических методов, подводных обитаемых аппаратов и техники подводного бурения. Первая скважина на океаническом дне была пробурена с баржи у берегов Калифорнии в 1961 г. Систематическое глубоководное бурение океанического дна началось в 1968 г. со скважины, пробуренной в Мексиканском заливе с судна «Гломар Челленджер» (Glomar Challenger).

Развитие техники сделало возможным непосредственный контакт геологов с земной корой, слагающей океаническое ложе. С появлением новой дисциплины – морской геологии наступил следующий этап в развитии геологической науки. Объектом исследований геологических дисциплин стала вся земная кора. В три раза увеличилось объём и площадь исследований.

Определение границ распространения континентальных и океанических участков земной коры, изучение их внутреннего строения позволило восстановить процесс формирования земной коры. Возникшая в начале архея первая земная кора была океанической. Затем из неё стала образовываться континентальная кора, более сложная по составу и строению. Её формирование в основном закончилось к концу архея.

Полученный в результате проводимых исследований материал по морфологии и строению океанической коры позволил создать в 60–70 годах XX в. новую концепцию эволюции Земли и её верхней оболочки литосферы – парадигму тектоники литосферных плит. Согласно этой парадигме земная кора не является единым статичным телом с неизменным расположением континентов и океанических бассейнов. Земная кора, континентальная и океаническая, разбита на литосферные плиты, находящиеся в непрерывном движении относительно друг друга. Происходит не только горизонтальное перемещение материала литосферы, но и его вертикальное движение (субдукция, вулканизм, внедрение интрузий и пр.). В результате структура континентальной коры постоянно усложняется. Современная структура континентальной коры отличается значительной сложностью, особенно в её верхних горизонтах.

В ходе непрерывного процесса схождения и расхождения литосферных плит периодически формируется единый континент – Пангея (гр. *pán* – всё, *gáia* – земля), которому противостоит еди-

ный Мировой океан – Панталасса (гр. *pán* – всё, *thálassa* – море). Сразу после формирования такого суперконтинента начинается длительный процесс его раскалывания на отдельные континентальные блоки с их последующим расхождением. На протяжении истории развития Земли возникало три Пангеи – Пангея-0, 1 и 2. Производимые в настоящее время расчёты на основании изучения скоростей и направлений движения литосферных плит позволяют предположить формирование следующей уже четвёртой Пангеи через 250 млн лет.

Позже в 80 годах прошлого века на основе полученных материалов по кинематике движения литосферных плит и глубинном строении Земли возникла новая геологическая научная дисциплина – геодинамика, объектом изучения которой является динамика движения литосферных плит, т.е. причины, состояние и ход развития этих движений, массы переносимого материала. С появлением геодинамики геология стала изучать геодинамические процессы, т.е. процессы, происходящие не только в литосфере, но и в мантии, и во внешнем ядре и оказываемое ими воздействие на процессы в гидросфере и атмосфере. Глубинные геодинамические процессы обычно недоступны для непосредственного наблюдения и изучения, поэтому для их исследования применяются методы, не требующие прямого контакта – геофизические, физическое и математическое моделирование.

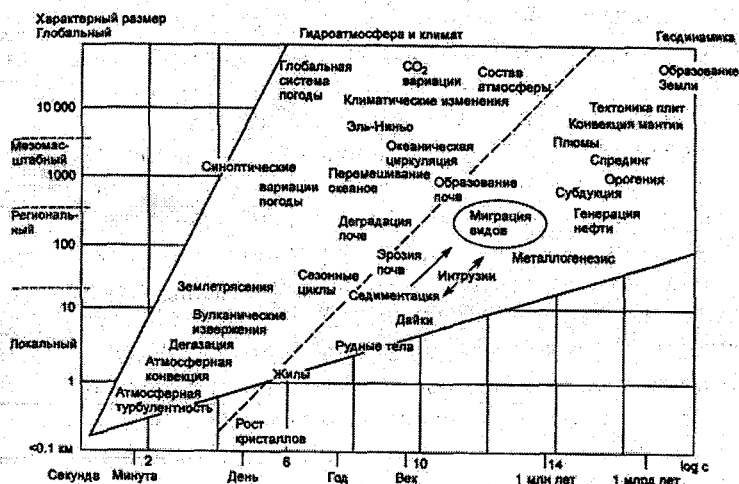
Было установлено, что причиной движения литосферных плит является разница температур между поверхностью Земли и её ядром, что вызывает различные конвекционные потоки мантийного вещества. Распад периодически возникающих суперконтинентов происходит из-за восходящих под ними разнонаправленных потоков больших массивов разогретого мантийного вещества.

Движущей силой геодинамических процессов является диссипация энергии запасённой и продуцируемой в недрах Земли, вызывающая тепловую конвекцию в верхнем ядре и мантии. Предполагается, что в архее тепловой поток из недр Земли мог быть в 3-4 раза выше современного. Поэтому движение литосферных плит процесс непрерывный, но не бесконечный. Он будет продолжаться, постепенно замедляясь, до тех пор, пока в результате остывания Земли не возрастет вязкость мантийного вещества, и мощ-

ность литосферы не увеличится до такой степени, что силы конвекционных потоков будет недостаточно для передвижения литосферных плит. По некоторым оценкам движение литосферных плит может прекратиться через 1,5–2 млрд лет.

Изучение глубинных геодинамических процессов позволило понять происходящие в земной коре и на её поверхности тектонические процессы, особенно имеющие глобальные масштабы, получить их количественные оценки и установить их связь с восходящими тепловыми потоками. Дальнейшими исследованиями было установлено, что многие процессы, протекающие на земной поверхности, т.е. в зоне контакта литосферы, гидросферы и атмосферы, определяются глубинными геодинамическими процессами или тесно связаны с ними, т.е. происходит активное взаимодействие внешних и внутренних геосфер Земли, что оказывает решающее влияние на ход этих процессов.

Примерами взаимодействия литосферы и гидросферы являются гидротермальная и вулканическая активность в зонах спрединга и субдукции. Воздействие гидросферы на литосферу проявляется в эрозионной деятельности текучих вод, карстовых процессах, формировании прибрежных ландшафтов и пр. Велико влияние литосферы на атмосферу и климат. Мелкие вулканические частицы, попадающие в атмосферу при вулканических извержениях, задерживают коротковолновую солнечную радиацию и одновременно пропускают длинноволновое излучение Земли, вызывая этим резкое понижение температуры воздуха. Погружение литосферных плит при субдукции удаляет с земной поверхности избыток воды и углекислоты, что не допускает образование слишком высокого парникового эффекта. Атмосфера, климатические условия определяют эрозионные процессы на земной поверхности. В периоды оледенений при похолодании климата образующиеся ледники силой тяжести влияют на вулканизм, сейсмичность и тектонические движения региона, т.е. проявляется взаимодействие атмосферы, гидросферы и литосферы. Крайне тесное взаимодействие происходит между самыми подвижными сферами Земли, атмосферой и гидросферой, средами с наименьшей вязкостью. Образующиеся при этом взаимодействии и влияющие на климат потоки воздушных и водных масс – предмет изучения океанологии и климатологии.



Пространственно-временные характеристики основных природных процессов, изучаемых науками о Земле [Добрецов, Кирдяшкин, Кирдяшкин; 2001]

В настоящее время достаточно хорошо изучены масштабы и время действия процессов различных геосфер Земли, что позволило построить матрицу процессов. Процессы нанесены на временно-метрической шкале в виде двумерной матрицы. Элементами матрицы являются процессы, происходящие в различных геосферах. Строки матрицы процессов – это размеры областей протекания процессов, столбцы – это время действия процессов, т.е. даются пространственно-временные характеристики основных природных процессов, изучаемых науками о Земле. В левом верхнем и правом нижнем углах пустые клетки, то есть элементы матрицы равны нулю.

С развитием наук о Земле и с их возрастающей кооперацией становится более понятной природа взаимодействия между процессами различных геосфер Земли, выясняются связи на количественном уровне между процессами, происходящими в различных геосферах Земли. Все процессы рассматриваются как компоненты единой динамической системы. Один процесс может быть результатом или следствием какого-либо процесса и одновременно причиной другого или других процессов.

При изучении взаимодействия между процессами, степени корреляции между ними геологии отводится особая роль как науки, изучающей геодинамические процессы в глубинных оболочках Земли и их влияние на процессы, происходящие на земной поверхности.

Природные процессы, основные из них указаны на матрице процессов, есть результат действия множества факторов, нередко очень трудно учитываемых. Нельзя указать какую-либо одну причину, настолько процессы взаимосвязаны, что делает эти процессы трудно предсказуемыми. Каждый из этих процессов по времени наступления, масштабу проявления, характеру и месту реализации является случайным.

Поскольку реализации этих процессов есть случайные события, связанные между собой стохастической зависимостью, то можно предположить, что следующим этапом развития наук о Земле будет построение на основе матрицы процессов ковариационной матрицы. Это позволит делать прогнозы геологических катастрофических процессов — землетрясений, вулканических извержений, оползней и пр. — и прогнозы месторождений полезных ископаемых.

Повышение точности геологических прогнозов становится особенно актуальным в настоящее время с началом активного освоения недр Мирового океана, когда прогнозы часто делаются на основании дистанционных и косвенных методов. Это позволит избежать дополнительных расходов, учитывая, что на поиск и разведку месторождений нефти и газа, расположенных на дне морей и океанов, тратятся огромные средства. Если сейчас почти каждая третья тонна нефти и газа добывается со дна морей и океанов, то, по мнению экспертов, в XXI в. эта добыча составит уже более 50 %.

При дальнейшем накоплении материала, развитии геологии и других наук о Земле и их кооперации можно будет делать глобальные прогнозы и создать общую теорию строения и развития Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Основная

- Аглонов С.В. Геодинамика. – СПб: СПбГУ, 2001. – 360 с.
- Карлович И.А. Геология. – М.: Академический Проект: Трикта, 2005. – 704 с.
- Карлович И.А. Геоэкология. – М.: Академический Проект: Альма Матер, 2005. – 512 с.
- Короновский Н.В. Общая геология. – М.: МГУ, 2002. – 448 с.
- Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Геология. – М.: Академия, 2006. – 446 с.
- Практическое руководство по общей геологии / Под ред. Н.В. Короновского. – М.: Академия, 2004. – 160 с.
- Хайн В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы. – М.: КДУ, 2008. – 244 с.
- Ясаманов Н.А. Основы геоэкологии. – М.: Академия, 2003. – 352 с.

Дополнительная

- Бабаев А.Г., Дроздов Н.Н. Пустыни. – М.: Мысль, 1986. – 318 с.
- Боер Г. Береговые отложения. В кн. Непokoйный ландшафт / Под ред. Д. Брансдена и Дж. Дорнкемпа. – М.: Мир, 1981. – 192 с.
- Бондарев В.П. Геология – М.: Форум: ИНФРА-М, 2002. – 224 с.
- Браун Э. Рельеф умеренной зоны. – В кн. Непokoйный ландшафт / Под ред. Д. Брансдена и Дж. Дорнкемпа. – М.: Мир, 1981. – 192 с.
- Воробьев А.Е., Пучков Л.А. Человек и биосфера: глобальное изменение климата. – М.: РУДН, 2006, ч. 1 – 442 с., ч. 2 – 468 с.
- Геоморфология / Под ред. А.Н. Ласточкина, Д.В. Лопатина. – М.: Академия, 2005. – 528 с.
- Голицын А.Н. Инженерная геоэкология. – М.: ОНИКС, 2007. – 363 с.
- Голицын А.Н. Промышленная экология и мониторинг загрязнения природной среды. – М.: ОНИКС, 2010. – 336 с.
- Голодковская Г.А., Елисеев Ю.Б. Геологическая среда промышленных регионов. – М.: Недра, 1989. – 218 с.
- Гордиенко И.В. История развития Земли. – Новосибирск: АИ «ГЕО», 2008. – 293 с.
- Грунтоведение / Под ред. акад. Е.М. Сергеева. – М.: МГУ, 1983. – 389 с.
- Джеймс П. Перигляциальные процессы. – В кн. Непokoйный ландшафт / Под ред. Д. Брансдена и Дж. Дорнкемпа. – М.: Мир, 1981. – 192 с.
- Добрецов Н.А., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: СО РАН, ГЕО, 2001. – 408 с.
- Добровольский В.В. Геология. – М.: ВЛАДОС, 2008. – 319 с.
- Дорст Ж. Южная и Центральная Америка. – М.: Прогресс, 1977, с. 277.
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. – Л.: ЛГУ, 1960. – 400 с.
- Емельянов А.Г. Основы природопользования. – М.: Академия, 2009. – 304 с.
- Жуков М.М., Славин В.И., Дунаева Н.Н. Основы геологии. – М.: Недра, 1971. – 544 с.
- Зайцев В.А. Современные представления о выветривании. – В кн.: Современное естествознание. Т. 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000. – С. 173.
- Ильин И.В., Иванов А.В. Введение в глобальную экологию. – М.: МГУ, 2009. – 386 с.
- Исаченко А.С., Шляпников А.А. Ландшафты. – М.: Мысль, 1989. – 502 с.
- Кай Карри-Линдал. Европа. – М.: Прогресс, 1981. – 331 с.

- Куликова Е.Ю. Теоретические основы защиты окружающей среды в горном деле. – М.: Горная книга, 2009. – 611 с.
- Комарова Н.Г. Геозкология и природопользование. – М.: Академия, 2003. – 192 с.
- Королёв В.А. Мониторинг геологической среды. – М.: МГУ, 1995. – 268 с.
- Королёв В.А. Современные проблемы экологической геологии // Соросовский образовательный журнал, 1996, 4, с. 60-68.
- Королев В.А., Соколов В.Н. Новейшие проблемы инженерной геологии. – В кн.: Современное естествознание. Т. 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000, с. 338
- Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. – М.: Высшая школа, 1991. – 416 с.
- Короновский Н.В., Старостин В.И., Авдонин В.В. Геология для горного дела. – М.: Академия, 2007. – 576 с.
- Косыгин Ю.А., Парфёнова Л.М. Справочник по тектонической терминологии. – М.: Недра, 1970. – 527 с.
- Котляков В.М., Комарова А.И. География. Понятия и термины. – М.: Наука, 2007. – 859 с.
- Кузнецов Е.А. Краткий курс петрографии магматических и метаморфических пород. – М.: МГУ, 1970. – 315 с.
- Левитес Я. М. Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР. – М.: Недра, 1986. – 336 с.
- Леггет Р.Ф. Города и геология. – М.: Мир, 1976. – 549 с.
- Леонтьев О.К. Морская геология. – М.: Высшая школа, 1982. – 343 с.
- Лихт Ф.Р. Основы общей геологии. – Владивосток: Дальнаука, 2004. – 312 с.
- Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. – 612 с.
- Макарова Н.В. Геологическая деятельность поверхностных текучих вод. – В кн.: Современное естествознание. Т. 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000, с. 143.
- Макдугалл Дж. Д. Краткая история планеты Земля. – СПб.: Амфора, 2001. – 383 с.
- Мананкова Т.И. Морфоскульптура суши. Словарь-справочник. – Горно-Алтайск.: ГАНУ, 2006. – 126 с.
- Михайлов Л.Е., Бродская Н.А. Гидрогеология. – СПб.: РГТМУ, 2003. – 410 с.
- Небел Б. Дж. Наука об окружающей среде. – М.: Мир, 1993. – т. 1 – 424 с, т. 2 – 336 с.
- Общая и полевая геология. Учебник для вузов / Под ред. А.Н. Павлова. – Л.: Недра, 1980. – 456 с.
- Новые идеи в океанологии. Том 2: Геология. / Под ред. М.Е. Виноградова, С.С. Лапто. – М.: Наука, 2004. – 407 с.
- Орлов Д.С. Образование почв. – В кн.: Современное естествознание. Т. 9. – М.: МАГИСТР-ПРЕСС, 2000, с. 129-134.
- Павлинов В.Н., Соколовский А.К. Структурная геология и геологическое картирование с основами геотектоники. – М.: Недра, 1990. – 318 с.
- Павлов А.Н. Справочное руководство к практическим занятиям по геологии. – СПб.: РГТМУ, 2004. – 53 с.
- Павлов А.Н. Геофизика. – СПб.: РГТМУ, 2006. – 454 с.
- Павлов А.Н. Методологические основания современной геологии. – СПб.: РГТМУ, 2009. – 112 с.
- Петрографический кодекс России / Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова, Л.Н. Шарпенко и др. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. – 199 с.
- Планета Земля. Тектоника и геодинамика / Под ред. Л.И. Красного, О.В. Петрова, Б.А. Блюмана. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. – 652 с.

- Прозоров Л.Л. Энциклопедический словарь «Геоэкология». – М.: Научный мир, 2008. – 468 с.
- Пуцаровский Ю.М. Популярная тектоника. – М.: ГЕОС, 2006. – 198 с.
- Рапацкая Л.А. Общая геология. – М.: Высшая школа, 2005. – 448 с.
- Раст Х. Вулканы и вулканизм. – М.: Мир, 1982. – 343 с.
- Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. – М.: Наука, 1993.
- Романовский Н.Н. «Вечная мерзлота» – криолизона Земли. В кн.: Современное естествознание. Т. 9. – М.: Магистр-Пресс, 2000, с. 164.
- Сапфиров Г.Н. Структурная геология и геологическое картирование. – М.: Недра, 1965. – 156 с.
- Смолькин В.Ф. Петрография магматических и метаморфических пород. – Мурманск: МГТУ, 2003. – 272 с.
- Снакин В.В. Экология и природопользование в России. Энциклопедический словарь. – М.: Академия, 2008. – 816 с.
- Соколов Р.Н. Проблема лёссов // Соросовский образовательный журнал, 1996, № 9, с. 86 – 93.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: МГУ, 2002. – 560 с.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. I. – М.: АН СССР, 1960.
- Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова. – М.: МГУ, 1997. – 367 с.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С. Геодинамика и история цивилизаций. – М.: Наука, 2004. – 668 с. (Труды ГИН РАН, вып. 553)
- Торсуев Н.П. Основы природопользования. – Казань: Отечество, 2008. – 282 с.
- Трофимов В.Т., Герасимова А.С., Красилова Н.С. Устойчивость геологической среды и факторы её определяющие // Геоэкология, 1994, № 2, с. 18-28.
- Трофимов В.Т., Королёв В.А., Герасимова А.С. Классификация техногенных воздействий на геологическую среду // Геоэкология, 1995, № 5. – с. 96-107
- Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология. – М.: Геоинформмарк, 2002. – 410 с.
- Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г., Харьковина М.А. и др. Эколого-геологические карты. Теоретические основы и методика составления. – М.: Высшая школа, 2007. – 407 с.
- Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. – М.: Мир, 1970. – 534 с.
- Хаин В.Е., Михайлов В.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985. – 326 с.
- Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (2000). – М.: Научный мир, 2001. – 604 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, 2005. – 560 с.
- Четырёхязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / Под ред. А.И. Спиридонова. – М.: Советская энциклопедия, 1980. – 699 с.
- Чечкин С.А. Основы геофизики. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 288 с.
- Щукун И.С. Общая геоморфология. Т. 1. – М.: МГУ, 1960. – 615 с.
- Экологический энциклопедический словарь / Под ред. А.С. Монина. – М.: Ноосфера, 2002. – 930 с.
- Экология / Под ред. С.В. Белова. – М.: МГТУ им Н.Э. Баумана, 2007. – 240 с.
- Эколого-гидрогеологический словарь. / Под ред. А.Н. Воронова. – СПб.: СПбГУ, 2001. – 201 с.
- Современное естествознание. Энциклопедия. Т. 9. – М.: Магистр-Пресс, 2000. – 368 с.
- Якушова А.Ф., Хаин В.Е., Славин В.И. Общая геология. – М.: МГУ, 1988. – 445 с.
- Dictionary of Earth Sciences. / Edited by M.Allaby. – Oxford: University Press, 2008. – 654 p.
- Tarbut E. J., Lutgens F.K. Earth. An Introduction to Physical Geology. – NJ., Prentice Hall, 1996. – 598p.

ГЛОССАРИЙ

Аккреция (лат. accrētio – прибавление, увеличение) – в астрономии захват гравитационным полем небесного тела вещества из окружающего пространства. В процессе аккреции выделяется гравитационная энергия, затем она превращается в тепловую энергию. В Солнечной системе в результате аккреции формировались планеты из вещества протопланетного облака.

Акцессорные минералы (лат. accessories – добавочный) – минералы, встречающиеся в горных породах в незначительном количестве, не более 1 %. Имеют важное значение для определения условий образования пород.

Аллювий или аллювиальные отложения (лат. alluvio – наносная земля) – отложения в речных долинах постоянных и временных водных потоков, состоящие из обломочного материала различной фракции и степени окатанности.

Алюмосиликаты – подгруппа силикатов. Основу кристаллической структуры алюмосиликатов составляют как кремнекислородные $[\text{SiO}_4]^{4-}$, так и алюмокислородные тетраэдры $[\text{AlO}_4]^{5-}$. Самыми распространёнными алюмосиликатами являются полевые шпаты, слюды и др.

Антеклиза (гр. anti-против и épklisis – наклонение) – крупное (до нескольких сотен км в поперечнике) пологое сводообразное поднятие в пределах платформ.

Антиклиналь (гр. anti-против и klinō – наклоняюсь) – складка пластов горных пород, обращённая выпуклостью вверх. В её центральной части (ядре) более древние отложения.

Антиклинорий (гр. anti-против, klinō – наклоняюсь и óros – гора) – крупная, вытянутая простирающаяся на десятки и сотни км антиклиналь, состоящая из большого количества более мелких складок (антиклиналей и синклиналей) и характеризующаяся длительным развитием.

Ассимиляция (лат. assímlātio – уподобление) – в геологии процесс захвата магмой при её продвижении вмещающих пород с их последующим расплавлением и поглощением, что приводит к изменению состава первичной магмы.

Астеносфера (гр. asthenēs – слабый и spháira – сфера) – оболочка пониженной вязкости в верхней мантии, подстилающая литосферу. Мощность астеносферы от 150 до 200 км. Верхняя граница под океанами на глубине менее 100 км и под континентами может опускаться до 200 км. Нижняя граница нечёткая, на глубине 300–400 км. Конвекционные процессы, происходящие в астеносфере, вызывают движение литосферных плит.

Атмосфера (гр. átmos – пар и spháira – сфера) – единица давления (атм), равная 760 мм рт. ст. или $1,01325 \cdot 10^5$ Па.

Базис эрозии – поверхность, на уровне которой водный поток (река, ручей) теряет силу и ниже которой он не может углублять своё ложе. Различают постоянный (общий) и временный (местный) базисы эрозии.

Бар (гр. báros – тяжесть) – единица давления (бар), приблизительно равная 0, 987 атм. 1 бар = 10^5 Па. 1 мбар (миллибар) = 100 Па.

- Биота** (гр. *biotē* – жизнь) – сложившаяся совокупность флоры, фауны и микроорганизмов, объединённых общей областью распространения. Биота есть совокупность биоценозов. В состав биоты могут входить виды, не имеющие экологических связей между собой, например биота Африки – бегемоты оз. Чад и рептилии р. Конго. Как правило, понятие биоты применяется к крупным территориям – биота суши, биота океана.
- Биотоп** (гр. *biotē* – жизнь и *topos* – место) – некоторый участок земной поверхности (суши или водоёма), занятый определённым сообществом организмов.
- Биогеоценоз** (гр. *biotē* – жизнь, *geo* – земля и *koínos* – общий) – эволюционно сложившийся и пространственно ограниченный комплекс живых и неживых компонентов природной среды, включая приземной слой атмосферы, почвенный слой, поверхностные и подземные воды и пр. Живые и неживые компоненты биогеоценоза рассматриваются во взаимодействии без выделения доминанты. Особенностью биогеоценоза является саморегулирование, что позволяет в определённой степени восстанавливать нарушенное состояние.
- Биоценоз** (гр. *biotē* – жизнь и *koínos* – общий) – сообщество организмов, совместно населяющих определённый участок суши или водоёма, все члены которого экологически взаимосвязаны. Связи между видами, образующими биоценоз, вырабатываются в процессе длительного совместного существования и обеспечивают биогенный круговорот веществ и энергии.
- Вади** – арабское название сухих и периодически затопляемых долин в пустынях Северной Африки и Аравийского полуострова. Длина вади может достигать сотен км. Считаются реликтовыми долинами существовавших ранее рек.
- Верховодка** – временное или сезонное скопление ближайших к поверхности подземных вод, залегающих на линзах или пропластках водонепроницаемых или слабо проницаемых пород. Могут исчезать в результате испарения и перетекания в нижележащие горизонты.
- Водоносный бассейн** – часть земной поверхности, включающая толщу водоносных горных пород, откуда воды стекают в отдельную реку или речную систему.
- Водоносный горизонт (пласт)** – близкие по литологическому составу и гидрогеологическим свойствам слои водонепроницаемых горных пород, в которых поры, трещины и пустоты заполнены подземными водами.
- Выветривание** – процесс разрушения и химического изменения горных пород в экзогенных условиях, т.е. на поверхности или вблизи её под влиянием колебаний температуры, химического и механического воздействия атмосферы, воды, растительных и животных организмов. Различают физическое, механическое, химическое и органическое выветривание.
- Геосинклиналь** (гр. *geo* – земля, *syn* – вместе и *klinō* – наклоняюсь) – протягивающийся на сотни км участок земной коры, характеризующийся контрастностью тектонических движений, интенсивным прогибанием и осадконакоплением на начальной стадии, магматизмом и поднятием на завершающей стадии развития. Возникает на дне морского бассейна, обычно между континентами или в зоне перехода от океана к континенту. В результате длительных интенсивных тектонических движений превращается в горно-складчатую структуру.
- Геотермический градиент** (гр. *thérmē* – теплота и лат. *gradatio* – возрастание, усиление) – величина, на которую повышается температура горных пород

- в земной коре с увеличением глубины их залегания на каждые 100 метров. В среднем для земной коры геотермический градиент принимается равным 3 °С.
- Геозкосистема** (гр. *geo* – земля, *óikos* – жилище, местопребывание и *sýstēma* сочетание, объединение) – совокупность природных геологических объектов и окружающей среды, включающих твёрдую, жидкую, газообразную фазы и живое вещество. Геологическая среда как верхняя часть литосферы, включая подземные воды и газы, является обязательной компонентой геозкосистемы.
- Гидроизогипсы** (гр. *hýdōr* – вода, *isos* – равный и *hýpsos* – высота) – изолинии на гидрогеологических картах, соединяющие точки одинаковых высот поверхности подземных вод.
- Гидрослюды** – слюдястые минералы. От слюд отличаются меньшим содержанием щелочей (замещаются на H_3O^+), и изменением соотношения алюминия и кремния. Главные гидрослюды: иллит $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})\text{Al}_2[(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$, глауконит $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_2[(\text{Al}, \text{Si})\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ и др.
- Градиент** (лат. *gradatio* – возрастание, усиление) – вектор, показывающий интенсивность изменения параметра какого-либо скалярного поля. Направление вектора совпадает с направлением максимального изменения значения данного параметра, а его модуль равен значению интенсивности изменении параметра. Градиент температуры, давления и др.
- Делювий** или делювиальные отложения (лат. *dēluo* – смываю) – рыхлые продукты выветривания горных пород, смытые со склонов дождевыми или талыми водами. Состав делювия изменяется вниз по склону от щебня до глин. Характеризуется почти полным отсутствием слоистости.
- Денудация** (лат. *denudatio* – обнажение) – совокупность процессов сноса и переноса в пониженные участки продуктов выветривания водой, ветром, льдом, проявлением силы тяжести.
- Дериват магматический** (лат. *dērivatio* – отведение, отвод) – магма – продукт дифференциации исходного однородного магматического расплава.
- Дефляция** (лат. *deflatio* – выдувание, сдувание) – вынос ветром тонких продуктов разрушения горных пород. Проявляется обычно в пустынях.
- Дислокации** (лат. *locatio* – размещение; *dislocatio* – перемещение) – нарушения залегания геологических тел, вызываемые тектоническими движениями, а также магматическими и экзогенными процессами.
- Дифференциация магматическая** – процесс разделения жидкой или кристаллизирующейся магмы на новые магмы, генетически, связанные с первичной магмой, но имеющие иной химический состав.
- Изобаты** (гр. *isos* – равный и *bathos* – глубина) – изолинии глубин водного бассейна. Изображают на карте подводный рельеф.
- Изопахиты** (гр. *isos* – равный и *rachys* – толстый, массивный) – изолинии мощности пластов геологических отложений.
- Изосейсты** (гр. *isos* – равный и *seistós* – потрясённый) – изолинии интенсивности землетрясения.
- Инфильтрация** (лат. *in* – в, *filtratio* – процеживание) – просачивание воды по порам. Отношение (в %) количества осадков, просочившихся в грунт, к количеству выпавших осадков называют коэффициентом инфильтрации. Инфильт-

- рационные воды – подземные воды, образовавшиеся при просачивании атмосферных вод через поры горных пород.
- Инфлюация** (лат. in – в, fluo – течь, струиться) – втекание поверхностных вод через трещины, карстовые каналы и воронки в толщу земной коры. Инфлюационные воды – воды, втекающие в толщу земной коры через трещины и крупные пустоты в горных породах.
- Карст, карстовые явления** (от названия плато Динарский Крас на западе Сербии) – явления, связанные с растворением природными водами (поверхностными и подземными) горных пород (известняков, доломитов, гипсов, каменной соли). Среди карстовых форм рельефа наблюдаются в основном отрицательные формы (воронки, котловины, естественные колодцы) и подземные формы (пещеры, полости, ходы).
- Кварц** – оксид кремния, SiO₂. Один из самых распространённых минералов в природе. Как породообразующий минерал входит в состав многих магматических, осадочных и метаморфических пород.
- Коллювий** или коллювиальные отложения (лат. collūvio – беспорядочная груда) – грубообломочный материал, перемещаемый по склону под действием силы тяжести и накапливающийся у основания склонов.
- Конвекция** (лат. convection – доставка) – перемещение в результате неоднородности среды (градиент температуры, плотности) макроскопических частей газа, жидкости, приводящее к переносу массы, теплоты. В геологии предполагаемое движение масс мантийного вещества, как следствие градиента температуры и плотности среды.
- Кора выветривания** – рыхлые продукты изменения коренных горных пород, залегающие на земной поверхности в виде плаща. Элювиальные продукты изменения, т.е. оставшиеся на месте своего образования, образуют остаточную кору выветривания, а продукты, перемещённые, но не потерявшие связь с материнской коренной породой – переотложенную. С корами выветривания связаны месторождения многих полезных ископаемых.
- Корразия** (лат. corrado – скоблю, соскребаю) – механическая обработка поверхности коренных горных пород продуктами выветривания, песчинками и др., переносимыми ветром, водой.
- Ликвация** (лат. liquatio – плавление) – в геологии процесс разделения магмы при понижении температуры на два несмешивающихся расплава.
- Литология** (гр. lithos – камень и logos – слово, учение) – наука об осадках и осадочных горных породах, их составе, строении, происхождении, о постседиментационных процессах изменения осадочного материала и закономерностях его пространственного расположения.
- Литосфера** (гр. lithos – камень и sphaira – сфера) – внешняя твёрдая оболочка Земли, включающая земную кору и верхнюю мантию до астеносферы. Мощность литосферы в океанических областях до 100 км и 200–250 в континентальных. До 1960-х годов термин литосфера обозначал земную кору.
- Литосферные плиты** – крупные блоки литосферы Земли, тыс. км в поперечнике. Согласно новой глобальной тектонике постоянно перемещаются по слою астеносферы, расходясь (спрединг), сталкиваясь, при этом испытывают поддвижение (субдукция), реже надвижение (обдукция).

Маркирующий (опорный) горизонт – слой (пласт), сравнительно выдержанный по простиранию и выделяющийся окраской, литологическим составом, органическими остатками и пр. Занимает определённое положение в стратиграфической колонке данной территории. Используется для сопоставления отдельных обнажений, разрезов и др.

Матрица – прямоугольная таблица вида, где M – число строк и N – число столбцов.

A_{11}	A_{12}	...	A_{1N}
A_{21}	A_{22}	...	A_{2N}
...
A_{M1}	A_{M2}	...	A_{MN}

Морена (фр. moraine) – скопления обломочного материала в ледниках, образующиеся при их движении и выпахивании ложа. Эти скопления не сортированы, состав меняется от глин и суглинков до валунов, в первые метры в поперечнике. Различают морены движущиеся (поверхностные, внутренние и донные) и отложенные, или моренные отложения, образующиеся из обломочного материала, оставленного ледником при его отступании.

Мутация (лат. mutatio – изменение) – изменение наследственных свойств организма в результате перестройки его генетического материала.

Несогласное залегание – залегание более молодых отложений на размытой поверхности подстилающих горных пород, свидетельствующее о перерыве в осадконакоплении. Подстилающие более древние породы могут сохранять первоначальное горизонтальное положение (стратиграфическое или параллельное несогласие) или быть дислоцированы, то есть иметь другой угол падения чем перекрывающие их горные породы (угловое несогласие).

Ороген (гр. óros – гора и génos – род) – горно-складчатое сооружение, возникшее на месте геосинклинали в завершающую стадию её развития (эпигеосинклинальный ороген) либо на месте платформы в стадию её активизации (эпиplatformенный ороген).

Орогенез (гр. óros – гора и genesis – происхождение) – 1) горообразование; 2) совокупность интенсивных вертикальных восходящих движений, сопровождаемых складкообразованием и разрывными нарушениями и приводящих к возникновению горных систем.

Орогенческие движения – интенсивные тектонические движения, приуроченные к поясам большой подвижности, геосинклиналям на определённой стадии их развития, и приводящие к росту горных цепей. Сопровождаются складкообразованием и разрывными деформациями.

Ортоклаз (гр. orthós – прямой и klásis – раскалывание) – калиевый полевой шпат $K[AlSi_3O_8]$.

Пангея (гр. páv – всё и gaía – земля) – согласно новой глобальной тектонике гипотетический единый суперконтинент, существовавший в определённые периоды развития земной литосферы и включавший все современные континенты.

Панталасса (гр. páv – всё и thálassa – море) – согласно новой глобальной тектонике гипотетический мировой океан, окружавший единый суперконтинент Пангею и покрывавший большую часть земной поверхности.

Парадигма (греч. *paradeigma* – пример, образец) – совокупность научных достижений, которые в течение некоторого времени научным сообществом признаются господствующими при постановке проблем и методов их решений (геоцентрическая система Птолемея, гелиоцентрическая система Коперника). Парадигмы постоянно развиваются и уточняются. Научная революция есть процесс смены парадигм.

Паскаль – единица давления (Па). Названа в честь французского учёного Блеза Паскаля (1623–1662). $1 \text{ Па} = 10^{-5} \text{ бар} = 7,5 \cdot 10^{-3} \text{ мм рт. ст.}$ Единицы, кратные паскалю: килопаскаль ($1 \text{ кПа} = 10^3 \text{ Па}$), мегапаскаль ($1 \text{ МПа} = 10^6 \text{ Па}$), гигапаскаль ($1 \text{ ГПа} = 10^9 \text{ Па}$) и миллипаскаль ($1 \text{ мПа} = 10^{-3} \text{ Па}$), микропаскаль ($1 \text{ мкПа} = 10^{-6} \text{ Па}$).

Плаггиоклазы (гр. *plágios* – косой и *klásis* – разлом, раскалывание) – каркасные алюмосиликаты кальция и натрия $(\text{Na, Ca})[\text{Al}_{1-2}\text{Si}_{2-3}\text{O}_8]$. Образуют непрерывный плаггиоклазовый ряд минералов, конечными членами, которого являются полевые шпаты: альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ и анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$. Каждый член ряда является смесью альбита и анортита. Главные породообразующие минералы магматических и некоторых метаморфических пород.

Платформа – обширный участок континентальной земной коры, характеризующийся сравнительно малой подвижностью и обладающий двухъярусным строением. Нижний структурный ярус (фундамент платформы) сложен метаморфизованными сильно дислоцированными породами. Верхний структурный ярус (осадочный чехол платформы) сложен залегающими на фундаменте почти не затронутыми тектоническими движениями пластами осадочных, реже вулканогенных горных пород.

Плейстосейста (гр. *pléistos* – наибольший и *seistós* – потрясённый) – линия, ограничивающая область землетрясения наибольшей интенсивности.

Плейстосейстовая область (гр. *pléistos* – наибольший и *seistós* – потрясённый) – область на земной поверхности непосредственно над очагом землетрясения, характеризуется максимальной интенсивностью землетрясений.

Пойма, пойменная терраса – часть дна речной долины, покрытая растительностью и затопляемая только в половодье.

Полевые шпаты – каркасные алюмосиликаты калия, натрия и кальция. Самые распространённые породообразующие минералы в земной коре. Это альбит $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$, анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$, ортоклаз и микроклин $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Ортоклаз и микроклин имеют одинаковый химический состав, но разные структуры кристаллической решётки.

Породообразующие минералы – наиболее распространённые минералы земной коры. Как постоянные существенные компоненты входят в состав горных пород. У каждой генетической группы пород свои породообразующие минералы.

Пролувий или пролювиальные отложения (лат. *próluvium* – разлив, истечение) – продукты разрушения горных пород, выносимые временными водными потоками в горных долинах к подножию склонов. Слагают т.н. конусы выноса. В вершинах конусов материал пролювия состоит из валунов, гальки, щебня. По направлению к основанию конуса материал становится всё более мелкозернистым, вплоть до суглинков и глин.

Промилле (лат. pro – на и mille – тысяча) – единица измерения, соответствующая тысячной доли какой-либо величины или десятой части процента. При определении солёности морской воды промилле показывает сколько весовых частей солей приходится на 1000 частей воды. Обозначается ‰. 1 ‰ = 0,1 ‰.

Профиль равновесия реки – предельная форма продольного профиля русла, вырабатываемого рекой при стабильном базисе эрозии. При достижении профиля равновесия река нигде не эродировует и нигде не аккумулярует. Профиль равновесия имеет форму вогнутой кривой, отвечающей условию наискорейшего спуска, т.е. водному потоку для прохождения пути по этой кривой до уровня базиса эрозии требуется наименьшее время.

Регрессия (лат. regressio – обратное движение, возвращение) – отступление моря. Происходит в результате поднятия материковой части земной коры или понижения уровня Мирового океана. Последнее может быть связано с опусканием океанического дна или с уменьшением объёма воды в океаническом бассейне (во время ледниковых эпох и т.п.).

Реология (гр. rheos – течение и logos – слово, учение) – наука о пластических деформациях и текучести вещества.

Рифт или рифтовая долина (англ. rift – трещина, разрыв, ущелье) – линейная вытянутая ровообразная или щелевидная структура глубинного происхождения. Протяжённость в сотни и тысячи км, ширина в десятки и первые сотни километров. Образуется в зоне растяжения земной коры. Различают внутриконтинентальные (Восточно-Африканский рифт), межконтинентальные (рифт Красного моря и Аденского залива) и океанские (Срединно-Атлантический хребет) рифты.

Седиментация (лат. sēdimentum – оседание) – оседание мелких частиц в жидкости или газе под действием силы тяжести. В геологии процесс осадконакопления. Начальная стадия формирования осадочных пород.

Силикаты – минералы, основу кристаллической структуры составляют кремнекислородные тетраэдры $[\text{SiO}_4]^{4-}$, в вершинах которых находятся O^{2-} , а в центре тетраэдра Si^{4+} . Тетраэдры могут быть изолированными, объединяться вершинами в изолированные группы, в цепочки, в ленты и слои. Если каждый анион кислорода принадлежит одновременно двум тетраэдрам, то из кремнекислородных тетраэдров образуется трёхмерная структура. Это так называемые каркасные силикаты.

Синеклиза (гр. syn – вместе и énkklisis – наклонение) – крупный (до сотен км и более в поперечнике) и пологий прогиб в пределах платформы овальной или неправильной формы. Характерна большая мощность отложений платформенного чехла.

Синклираль (гр. syn – вместе и klīnō – наклоняюсь) – складка пластов горных пород, обращённая выпуклостью вниз. В её центральной части (ядре) более молодые отложения.

Синклинорий (гр. syn – вместе, klīnō – наклоняюсь и óros – гора) – крупная вытянутая простирающаяся на десятки и сотни км синклираль, состоящая из большого количества более мелких складок (антиклиналей и синклиналей) и характеризующаяся длительным развитием.

- Спрединг** (англ. spreading – распространение, растягивание) – процесс раздвигания литосферных плит, сопровождается в зоне рифтов срединно-океанических хребтов воспроизводством новой океанической земной коры из материала, поступающего из верхней мантии.
- Срединно-океанические хребты (СОХ)** – структуры дна Мирового океана, образующие единую планетарную систему горных сооружений общей протяжённостью более 60 тыс. км, шириной до 1000 км. Превышение над океаническим дном обычно не более 3–4 тыс. м. Отдельные вершины поднимаются над уровнем океана, образуя вулканические острова. Вдоль оси СОХ располагаются рифтовые долины с крутыми стенками, приуроченные к зонам расхождения литосферных плит.
- Снеговая линия** – линия на земной поверхности, выше которой накопление твёрдых атмосферных осадков преобладает над их таянием и испарением. На снеговой линии существует равновесие между приходом и расходом твёрдых атмосферных осадков.
- Стратиграфия** (лат. stratum – слой, пласт; гр. gráphō – пишу) – раздел геологии, изучающий последовательность формирования горных пород и их первичные пространственные взаимоотношения.
- Стратовулкан** – вулкан, конус которого сложен переслаивающимися отложениями рыхлого материала (вулканический пепел, песок) и лавы.
- Стратоизогипсы** (лат. stratum – пласт; гр. isos – равный и hýpsos – высота) – изолинии абсолютных отметок поверхности геологических тел (пластов, интрузивов и т.д.).
- Субдукция** (лат. sub – под и ductio – проведение) – поддвижение литосферных плит океанической земной коры под другие литосферные плиты и их последующее погружение в мантию. Процесс сопровождается землетрясениями и вулканизмом.
- Суффозия** (лат. suffossio – подкапывание, подрывание) – вынос подземными водами, фильтрующимися в толще горных пород растворённых веществ и мельчайших минеральных частиц, что со временем приводит к образованию подземных пустот и оседанию земной поверхности.
- Тектоносфера** (гр. tektonikós – относящийся к строительству и spháira-сфера) – внешняя оболочка Земли, состоит из земной коры и верхней мантии, включая астеносферу. Нижняя граница на глубине 400 км, но некоторые исследователи её увеличивают до 600–700 км (глубина опускания в процессе субдукции литосферных плит).
- Террасы речные** – горизонтальные или слегка наклонённые площадки на склонах речных долин, ограниченные уступами сверху и снизу. Это остатки прежнего дна долины реки.
- Трансгрессия** (лат. transgressio – переход) – наступление моря на сушу в результате опускания материковой части земной коры или реже поднятия уровня Мирового океана.
- Транспирация** (лат. trans – через и spiro – дышу) – испарение воды растениями, в основном листьями.
- Фации (геологические осадочные)** (лат. faciēs – наружность, форма, образ) – для осадочных горных пород это комплекс первичных литологических и палеонтологических особенностей отложений, характеризующих одну опреде-

лѐнную физико-географическую, тектоническую и геохимическую обстановку осадконакопления. Например, различные виды торфа, возникающие в разных условиях – в речных долинах, болотах, прибрежно-морских низменностях и т.п. – относятся к разным фациям. Фации могут объединяться в макрофации. Примером макрофации являются отложения речных долин, среди которых встречаются русловые, пойменные, болотные и другие фации.

Флюиды или флюидные растворы (лат. fluidus – текучий) – жидкие или газообразные компоненты магматического расплава, а также циркулирующие на глубине в условиях высоких температуры и давления растворы, находящиеся в сверхкритическом или близком к этому состоянию. В их составе преобладает вода. Поэтому флюиды – это высокоминерализованные водные растворы в сверхкритическом или близком к нему состоянии. Помимо воды в составе флюидов присутствует углекислота, фтор, хлор и многие другие компоненты. Флюидные растворы, мигрируя в недрах Земли, переносят на большие расстояния растворѐнные в них вещества и принимают активное участие в различных других геологических процессах. Сверхкритическое состояние наступает, когда выше определѐнных температуры и давления вещество переходит в промежуточное состояние, становится и не жидкостью и не паром. Исчезает граница между жидкой и газообразной фазой и их плотности становятся одинаковыми. При повышении давления плотность такой среды будет постепенно меняться от плотности газа до плотности жидкости.

Щит кристаллический – положительная структура, сложенная выходящими на поверхность породами фундамента платформы.

Экзогенные процессы (гр. *ѐѓ* – вне, снаружи и *genѐs* – рождѐнный) – геологические процессы, происходящие на поверхности Земли или на небольшой глубине под действием солнечной энергии, силы тяжести (обвалы, оползни и др.) и жизнедеятельности животных и растительных организмов. К экзогенным процессам относятся процессы выветривания, т.е. разрушения горных пород, процессы переноса продуктов разрушения и их переотложения с образованием новых горных пород.

Элювий или элювиальные отложения (лат. *ѐluo* – вымываю) – продукты выветривания коренных горных пород, оставшиеся на месте своего образования. Накапливаются на горизонтальных или слабо наклонѐнных поверхностях. Слагают кору выветривания.

Эндогенные процессы (гр. *ѐndon* – внутри, снаружи и *genѐs* – рождѐнный) – геологические процессы, происходящие в недрах Земли под действием ей внутренней энергии и сил, возникающих при вращении Земли. На поверхности проявляются в виде горообразовательных процессов, радиальных и тангенциальных движений блоков земной коры, землетрясений, магматизма и вулканизма.

Эоловые отложения (гр. *Aeolus* – повелитель ветров) – скопления тонкозернистого рыхлого материала, принесѐнного ветром.

Эпейрогенические движения (гр. *ѐpeiros* – суша, материк и *genesis* – происхождение) – медленные вертикальные восходящие и нисходящие колебательные движения земной коры, охватывающие значительные территории.

Эрозия (лат. *erosio* – разъедание) – размыв или смыв текущей водой горных пород и почв. Часто термину придают более широкое значение, понимая под эрозией все процессы линейной и плоскостной денудации.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- абразия морская 114, 118
- автохтон 159
- айсберг 94
- актуализма метод 138
- аллохтон 159
- аллювий
 - пойменный 74, 77
 - руслевой 74, 77
 - старичный 74
- антиклиналь 149
- антиклинорий 151
- ассимиляция 189
- астеносфера 136
- афтершок 167
- базис эрозии 66
- балка 67
- бар 119, 121
- бенч 115
- биогеоценоз 245
- биота 246
- биотоп 246
- биоценоз 246
- бластез 222
- болота 86
- бугры пучения 107
- вади 18
- вал
 - береговой 119
 - подводный 119
- верховодка 31, 33
- ветра работа
 - аккумулятивная 21
 - транспортная 21
- вечная мерзлота 102
- водный режим 69
- водосбор 67
- воды подземные
 - артезианские (напорные) 33
 - грунтовые 32
 - межпластовые 33
 - минеральные 42
 - надмерзлотные 105
 - подмерзлотные 106
- волноприбойная ниша 115
- вулканизм 191
- вулканические газы и воды
 - мофетты 197
 - сульфатары 197
 - фумаролы 197
- вулканические пояса
 - Атлантический 201, 203
 - Средиземноморско-Индонезийский 201, 203
 - Тихоокеанский 201, 203
- вулканический
 - пепел 192
 - песок 192
 - бомбы 192
- выветривание
 - механическое 9
 - температурное 8
 - физическое 7
 - химическое 12
- вязкость магмы 188
- гейзер 198
- геодинамика 136, 256
- геомониторинг
 - локальный 252
 - региональный 252
- геотермический градиент 184, 223
- геоцентризм 247
- геоэкосистема 246
- гидрографическая сеть 67
- гидроизогипсы 32
- гидролакколиты 107
- гидротермы 199
- гипергенез 134
- гипоцентр землетрясения 171
- гнейс 229
- горизонт
 - водоносный 30
 - водоупорный 30
- горные породы
 - магматические 211

- метаморфические 228
- горный компас 146
- горст 160
- грабен 160
- грязевый вулкан 200
- движения тектонические
 - вертикальные (радиальные) 137
 - горизонтальные (тангенциальные) 137
 - орогенические 137
 - эпейрогенические 137
- дельта 74
- дельвий 65
- денудация 78
- дефляция 18
- диагенез 133
- диатремы 197
- дислокации
 - складчатые (пликативные) 148
 - разрывные (дизъюнктивные) 156
- дифференциация магмы
 - кристаллизационная 189
 - ликвационная 189
 - магматическая 189
- донные осадки
 - биогенные (органогенные) 123, 126
 - вулканогенные 123
 - терригенные 123
 - полигенные 123
 - хемогенные 123, 130
- друмлины 97
- залегание
 - горизонтальное 142
 - моноклиналиное 144, 146
 - несогласное 161
 - согласное 161
- зандровые поля 101
- зона
 - азрации 30
 - насыщения 30
- зоны Беньофа 177
- изопахиты 141
- изосейсты 173
- интенсивность землетрясений 172
- интрузивные магматические тела
 - абиссальные (глубинные) 203, 208
 - гипабиссальные (среднеглубинные) 203, 205
 - несогласные (дисконкордные) 205
 - согласные (конкордные) 205
 - субвулканические (приповерхностные) 203
- инфильтрация 29
- кальдера 193
- камы 99
- карстовых регионов рельеф 45
- карстообразование 43
- кар 95
- катагенез 133
- кварцит 229
- клиф 115
- колловий 54
- корразия 18
- криолитозона 102
- ксенолит 190
- курумы 106
- лава 191
- лавина 54
- лагуна 119, 121
- лёд подземный 105
- ледники
 - горные 92
 - покровные 92
- лимнообразия 83
- литогенез 133
- маары 197
- магма
 - базальтовая 187
 - гранитная 187
 - кислая 187
- магматизм
 - интрузивный 203
 - эффузивный 191
- магматические горные породы
 - кислые 213
 - основные 213
 - средние 213
 - ультрасосновные 212
- магнитуда землетрясений 173
- матрица
 - ковариационная 259
 - процессов 258

- меандр 73
- метагенез 133
- метаморфизм
 - динамический 221
 - контактово-метасоматический 220
 - контактный 220
 - региональный 223
 - термальный 219
- метасоматоз (метасоматизм) 220
- минералы
 - акцессорные 211
 - породообразующие 211
- мониторинг землетрясений 170
- моноклираль 144, 148
- морена 96
- морская геология 255
- морская терраса
 - абразионная 115
 - аккумулятивная 115, 119
- мощность пласта
 - видимая 141
 - истинная 141
- мрамор 228
- наледь 108
- озы 99
- океанология 257
- оползни 56
- потоки
 - оползневые 60
 - селевые 61
- ореол контактный 219
- очаг землетрясения 171
- паводок 69
- пересыпь 121
- пласт 140
- плейстоценовая область 173
- плутонизм 203
- пойма 74
- покров тектонический 159
- полигональные образования 109
- почвы
 - строение 15
 - типы 17
- промилле 41
- профиль равновесия 70, 72, 77
- глубинные разломы 160
- реакционный ряд Боуэна 185
- реология 139
- речная система 68
- речная терраса
 - аккумулятивная 77
 - структурная 78
 - цокольная 78
- речной сток 69
- седиментогенез 133
- сейсмические волны объёмные
 - поперечные 170
 - продольные 169
- сейсмические волны поверхностные
 - Лява 170
 - Релея 170
- сейсмическое районирование 176
- сейсмограмма 170
- сейсмология 168
- сейсмопрогнозирование 180
- синклиналь 149
- синклиниорий 152
- складки основные элементы
 - замок 150
 - крылья 150
 - осевая поверхность 150
 - ось 150
 - угол при вершине 150
 - ядро 150
- складок
 - механизм формирования 154
 - морфология 151
- сланец 230
- сланцевая текстура 221
- слоистость 141
- солёный марш 122
- солифлюкция 106
- среда
 - геологическая 234
 - окружающая 234
- сток воды 68
- стратоизогипсы 152
- структура магматических пород 209
- суффозия 50
- расход воды 69
- текстура магматических пород 209
- термокарст 106, 109

- техногенез 236
- техногенные факторы 239
- техносфера 237
- торф 88
- транспирация 32
- трубки взрыва 197
- ультраметаморфизм 217
- уровень пьезометрический (напорный) 34
- факторы метаморфизма 218
- фации
 - континентальные 135
 - метаморфические 124
 - морские 135
 - переходные 135
- фациальный анализ 135
- фиорд 118
- флюидное состояние 184
- фокус землетрясения 171
- форшок 168
- цунами 178
- шарьяж 159
- интенсивности землетрясений шкала 172
- экзарация 94
- экзоконтакт 219
- экологическая химия 249
- экосистема 245
- элементы залегания пласта
 - азимут падения 145
 - азимут простирания 145
 - линия падения 144
 - линия простирания 144
 - угол падения 145
- эндоконтакт 219
- золотые отложения
 - лёсс 22
 - пески 22
- золотые процессы 18
- золотые формы рельефа
 - барханы 24
 - дюны 24
 - песчаные гряды 25
 - золотая рябь 25
- эпицентр землетрясения 172
- эрозия
 - боковая 72
 - глубинная 70
 - донная 70
 - плоскостная 64
 - регрессивная 70, 72
 - струйчатая 644
- эффузивный магматизм
 - трещинного типа 192
 - центрального типа 193

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Выветривание	7
1.1. Физическое выветривание	7
1.2. Химическое выветривание	12
1.3. Почвы и почвообразование	15
Глава 2. Эоловый процесс	18
2.1. Разрушительная работа ветра	18
2.2. Транспортная и аккумулятивная работа	21
Глава 3. Геологическая деятельность подземных вод	28
3.1. Виды воды в горных породах	28
3.2. Происхождение подземных вод	29
3.3. Типы подземных вод	30
3.4. Основные физические свойства подземных вод	37
3.5. Химический состав подземных вод	38
3.6. Карстовые процессы	43
3.7. Суффозия и грязевой вулканизм	50
Глава 4. Гравитационные явления	54
4.1. Собственно гравитационные явления	54
4.2. Гравитационно-аквальные явления	56
4.3. Аквально-гравитационные явления	60
4.4. Гравитационно-субаквальные явления	63
Глава 5. Геологическая работа текучих вод	64
5.1. Плоскостной смыв, струйчатая эрозия и оврагообразование	64
5.2. Деятельность рек	67
Глава 6. Геологическая деятельность озер и болот	80
6.1. Происхождение и типы озерных впадин	81
6.2. Геологические процессы в озерах	83
6.3. Болота	86
Глава 7. Геологическая деятельность ледников и водно-ледниковых потоков	91
7.1. Типы ледников	92
7.2. Геологическая деятельность льда	94
7.3. Водно-ледниковые отложения	99
Глава 8. Геологические процессы в криолитозоне	102
8.1. Подземные льды и подмерзлотные воды криолитозоны	105
8.2. Геологические процессы в криолитозоне	106
Глава 9. Геологическая деятельность Мирового океана	114
9.1. Разрушительная деятельность моря	114
9.2. Перенос и сортировка продуктов разрушения	120
9.3. Морское и океаническое осадконакопление	123
9.4. Преобразование осадков в осадочные породы	132
9.5. Понятие о фациях	134

Глава 10. Формы залегания осадочных пород	136
10.1. Тектонические движения и методы их изучения	136
10.2. Горизонтальное и моноклинальное залегание горных пород. Элементы залегания горных пород. Горный компас	140
10.3. Складчатые (пликативные) нарушения горных пород	148
10.4. Разрывные (дизъюнктивные) нарушения горных пород	156
10.5. Согласное и несогласное залегание горных пород	161
Глава 11. Землетрясения	167
11.1. Причины возникновения землетрясений	167
11.2. Сейсмические волны, их типы и скорость распространения	169
11.3. Характеристики землетрясения	171
11.4. Сейсмическое районирование	176
11.5. Цунами	178
11.6. Проблема прогноза землетрясений	180
Глава 12. Магматизм	184
12.1. Магматизм и магматические горные породы	184
12.2. Магма и её эволюция	187
12.3. Эффузивный магматизм	191
12.4. Интрузивный магматизм	203
12.5. Систематика магматических горных пород	211
Глава 13. Метаморфизм	217
13.1. Факторы метаморфизма	217
13.2. Виды метаморфизма	219
13.3. Фации метаморфизма	224
13.4. Основные метаморфические горные породы	228
Глава 14. Геологическая деятельность человека и охрана окружающей среды	234
14.1. Геологическая среда	234
14.2. Техногенез и техносфера	236
14.3. Техногенные факторы и их классификация	239
14.4. Техногенные воздействия на геологическую среду	241
14.5. Геоэкосистемы. Экологические функции геологической среды	245
14.6. Мониторинг геологической среды	250
Заключение	254
Литература	260
Глоссарий	263
Предметный указатель	272

CONTENTS

Preface	3
Chapter 1. Weathering	7
1.1. Physical weathering	7
1.2. Chemical weathering	12
1.3. Soils and soil formation	15
Chapter 2. Aeolian process	18
2.1. The destructive work of wind	18
2.2. Transport and accumulative work	21
Chapter 3. Geological activity of groundwater	28
3.1. Types of water in the rocks	28
3.2. The origin of groundwater	29
3.3. Types of groundwater	30
3.4. Basic physical properties of groundwater	37
3.5. The chemical composition of groundwater	38
3.6. Karst processes	43
3.7. Suffusion and mud volcanism	50
Chapter 4. Gravitational phenomena	54
4.1. Gravitational effects proper	54
4.2. Gravitational-aquatic events	56
4.3. Aquatic-gravitational effects	60
4.4. Gravitational subaqueous phenomenon	63
Chapter 5. Geological impact of flowing water	64
5.1. Sheet erosion, jet erosion and gullyng	64
5.2. The activities of rivers	67
Chapter 6. Geological activity of lakes and wetlands	80
6.1. Origin and types of lake basins	81
6.2. Geological processes in lakes	83
6.3. Marshes	86
Chapter 7. Geological activity of glaciers and glacial water flows	91
7.1. Types of glaciers	92
7.2. Geological impact of ice	94
7.3. Water-ice deposits	99
Chapter 8. Geological processes in the cryolite zone	102
8.1. Ground ice and subpermafrost water in the cryolite zone	105
8.2. Geological processes in the cryolite zone	106
Chapter 9. Geological activity of the World ocean	114
9.1. Destructive activities of the sea	114
9.2. Transport and grading of debris	120
9.3. Marine and ocean sedimentation	123
9.4. Transformation of precipitation into sedimentary rocks	132
9.5. The concept of facies	134

Chapter 10. Forms of occurrence of sedimentary rocks	136
10.1. Tectonic movements and methods of their study	136
10.2. Horizontal and monoclinical occurrence of rocks. Elements of occurrence of rocks. Circumferentor	140
10.3. Folded (plicated) dislocations in rocks	148
10.4. Discontinuous (disjunctive) dislocations in rocks	156
10.5. Concordant and unconcordant bedding in rocks	161
Chapter 11. Earthquakes	167
11.1. Causes of earthquakes	167
11.2. Seismic waves, their types and propagation velocity	169
11.3. Characteristics of earthquakes	171
11.4. Seismic zoning	176
11.5. Tsunami	178
11.6. The problem of earthquake prediction	180
Chapter 12. Magmatism	184
12.1. Magmatism and igneous rocks	184
12.2. Magma and its evolution	187
12.3. Effusive magmatism	191
12.4. Intrusive magmatism	203
12.5. Systematics of igneous rocks	211
Chapter 13. Metamorphism	217
13.1. Factors of metamorphism	217
13.2. Types of metamorphism	219
13.3. Facies of metamorphism	224
13.4. Major metamorphic rocks	228
Chapter 14. Geological activities of man and environmental protection	234
14.1. Geological environment	234
14.2. Technogenesis and technosphere	236
14.3. Man-made factors and their classification	239
14.4. Man-made impacts on the geological environment	241
14.5. Geocoecosystems. Ecological functions of the geological environment ..	245
14.6. Monitoring of the geological environment	250
Conclusions	254
References	260
Glossary	264
Subject index	273

Научное издание

М.Ф. Мохнач, Т.И. Прокофьева

ГЕОЛОГИЯ

Книга 2. Геодинамика

Редактор Л.В. Ковель

Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой

ЛР № 020309 от 30.19.96.

Подписано в печать 10.08.11. Формат 60×90 ¹/₁₆. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.-печ. л. 17,5. Тираж 350 экз. Заказ № 16/11.
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 197045, Санкт-Петербург, Ушаковская наб., 17/1.
