

Министерство образования и науки Украины
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ГОРНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



Л.Я. Кратенко

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Учебное пособие

Днепропетровск
2007

ББК 26.3
К 78
УДК 551.1/.4(075.8)

Рекомендовано вченою радою Національного гірничого університету як навчальний посібник (протокол № 3 від 06.03.2007)

Рецензент: професор кафедри геології та гідрогеології Дніпропетровського національного університету, доктор геолого-мінералогічних наук Барг І.М.

Кратенко Л.Я.

К78 Загальна геологія: Навчальний посібник. – Д.: Національний гірничий університет, 2007. – 352 с. – Рос. мовою.

Наведено загальні відомості про геологію як галузь знань. Подано загальну характеристику Сонячної системи. Охарактеризовано будову, речовинний склад Землі і земної кори, а також фізичні поля планети – гравітаційне, теплове, магнітне. Подано характеристику енто- і екзогенних геологічних процесів, що сформували земну кору і корисні копалини. Показано вплив техногенної діяльності людини на природні геологічні процеси і земну кору.

Для студентів геологічних спеціальностей вищих навчальних закладів.

Приведены общие сведения о геологии как области знаний. Дана общая характеристика Солнечной системы. Охарактеризовано строение, вещественный состав Земли и земной коры, а также физические поля планеты – гравитационное, тепловое, магнитное. Дана характеристика эндо- и экзогенных геологических процессов, которые сформировали земную кору и полезные ископаемые. Показано влияние техногенной деятельности человека на природные геологические процессы и земную кору.

Для студентов геологических специальностей высших учебных заведений.

УДК 551.1/.4(075.8)
ББК 26.3

© Л.Я.Кратенко, 2007

© Національний гірничий університет, 2007

Оглавление

<i>Предисловие</i>	4
Введение. Геология как область знаний	5
<i>Раздел первый</i>	
Общие сведения о Земле	17
<i>Глава 1. Земля и Солнечная система</i>	17
<i>Глава 2. Строение Земли</i>	27
2.1. Физические свойства и форма Земли.....	27
2.2. Внешние и внутренние оболочки Земли.....	33
2.3. Земная кора и геологические процессы.....	43
2.4. Физические поля Земли.....	56
<i>Раздел второй</i>	
Вещественный состав и возраст земной коры	64
<i>Глава 3. Химический и минеральный состав земной коры</i>	64
<i>Глава 4. Горные породы земной коры</i>	81
<i>Глава 5. Геохронология</i>	107
<i>Раздел третий</i>	
Эндогенные геологические процессы	121
<i>Глава 6. Тектонические движения</i>	121
6.1. Классификация и свойства тектонических движений.....	122
6.2. Методы изучения тектонических движений.....	125
6.3. Тектонические нарушения.....	132
6.4. Тектонические землетрясения.....	148
<i>Глава 7. Магматические процессы</i>	155
<i>Глава 8. Метаморфические процессы</i>	175
<i>Раздел четвертый</i>	
Экзогенные геологические процессы	187
<i>Глава 9. Процессы выветривания</i>	189
<i>Глава 10. Деятельность ветра</i>	204
<i>Глава 11. Деятельность поверхностных текучих вод</i>	212
<i>Глава 12. Деятельность подземных вод</i>	230
<i>Глава 13. Деятельность льда</i>	241
<i>Глава 14. Процессы в морях и океанах</i>	256
<i>Глава 15. Процессы в озерах и болотах</i>	275
<i>Глава 16. Гравитационные явления</i>	283
<i>Глава 17. Осадочное породообразование</i>	292
<i>Глава 18. Геологическая деятельность человека</i>	308
<i>Раздел пятый</i>	
Строение и эволюция земной коры и литосферы	317
<i>Глава 19. Структурные элементы земной коры и литосферы</i>	317
<i>Глава 20. Модели развития земной коры и литосферы</i>	334
<i>Предметный указатель</i>	347
<i>Рекомендуемая литература</i>	351

ПРЕДИСЛОВИЕ

Общая геология изучает состав, строение, формирование Земли, а также современные процессы протекающие внутри и на поверхности планеты. Без этих основополагающих знаний невозможно последующее усвоение специальных геологических дисциплин. В этом заключается главная особенность предмета, которая должна определять соответствующее к нему отношение.

Основой успешного изучения дисциплины является понимание физической и химической сущности природных геологических процессов. Достичь такого понимания намного легче, если выполнить следующую простую рекомендацию. В самом начале необходимо получить общее представление об основных направлениях в области геологических знаний и содержании предмета в целом. Для этого следует тщательно изучить вводную часть пособия и осмыслить его оглавление. Только после этого можно приступать к рассмотрению отдельных глав и вопросов, которые при таком подходе найдут свое место в общей структуре учебного материала и прочно войдут в сознание.

Издание учебного пособия вызвано необходимостью обеспечить должный уровень изучения общей геологии при существующей системе организации учебного процесса в ВУЗах, ориентированной в основном на самостоятельную работу студентов. Вполне очевидно, что организовать такую работу наилучшим образом можно в том случае, если изучение предмета проводить по одной – базовой учебной книге, рассчитанной на самостоятельное изучение. В связи с этим основное внимание в пособии уделено физической сущности геологических процессов и объектов, а также детально структурированному изложению учебного материала.

При подготовке пособия использованы сведения из учебников В.П. Гаврилова, Г.П. Горшкова, В.В. Ершова, М.М. Жукова, Н.В. Короновского, А.В. Миловского, В.С. Мильничука, В.Н. Павлинова, И.С. Паранько, И.М. Свинко, В.И. Серпухова, А.Ф. Якушовой и других авторов.

Главы "Строение Земли" и "Тектонические движения" написаны совместно с доцентами кафедры общей и структурной геологии – Поляшовым А.С. и Козловским Л.М.

Автор благодарен ассистентам и лаборантам кафедры принявшим участие в подготовке электронной версии издания.

Введение. ГЕОЛОГИЯ КАК ОБЛАСТЬ ЗНАНИЙ

Геология (греч. *Ге* – Земля, *логос* – учение) – наука о строении Земли, ее происхождении и истории развития, о формировании месторождений полезных ископаемых и их освоении.

Вначале геология рассматривалась как часть философии. Лишь в XVIII столетии благодаря фундаментальным трудам Н.Стено (в Италии), М.В. Ломоносова (в России), А. Вернера (в Германии), Ж. Бюффона, Ж. Кювье и А.Броньяра (во Франции), Д.Геттона (в Шотландии), У. Смита (в Англии) геология сформировалась как самостоятельная отрасль научных знаний.

Интерес к изучению Земли, связанный с необходимостью поисков сырья для промышленности, привел к быстрому расширению и углублению геологических знаний. Постепенно стали обособляться и превращаться в самостоятельные науки разделы о составе Земли, ее истории, строении, рельефе, органическом мире. Исследования в космосе привели в 20 столетии к становлению космической геологии и сравнительной планетологии. Роль геологии на современном этапе еще белее возросла в связи с необходимостью инженерного обоснования мест и способов возведения различных строительных объектов, решения разнообразных вопросов, составляющих экологическую проблему, а также обеспечения работы горнодобывающих предприятий.

В связи с этим геологическое образование стало важным элементом обучения студентов в строительных, сельскохозяйственных, транспортных вузах. Особую роль это образование играет в деле подготовки специалистов по направлению «Горное дело». По академику А.П. Карпинскому «Геология пришла к нам через горное дело» и это действительно так. Геология изучает среду, в которой осуществляется горнотехническая деятельность. Полученная при этом информация включает сведения о строении месторождений, физико-механических свойствах горных пород, геометрических особенностях тел полезных ископаемых, температурных условиях на глубине, газоносности, наличии водоносных горизонтов и многие другие данные. Эта информация необходима для проектирования горнодобывающих предприятий (ГДП) – шахт, рудников, карьеров и расчетов всех технологических операций при ведении горных работ.

Велико познавательное и общеобразовательное значение геологии. Как область знаний, изучающая вопросы происхождения и развития Земли и жизни на ней, она всегда была в центре идеологического противостояния.

Известно, что геологические знания основаны на всей совокупности вещественных, неопровержимых свидетельств эволюционного развития планеты в течение 4,5 млрд. лет и такого же постепенного превращения начальных, простейших форм жизни во все более сложные, включая

самого человека. Такая картина мира противоречит мифам религиозных учений, потому что созданы они были задолго до появления достоверных научных знаний. Но, тем не менее, количество приверженцев этих мифов остается очень велико. Этому в значительной мере способствуют неверные представления об окружающем нас материальном мире и причинах возникновения многих природных явлений. Поэтому геологическое образование – это гарантия того, что человек в своих действиях будет надеяться только на свой разум, умение правильно оценивать любую ситуацию, не уповая на удачу или неведомые силы, которых в природе не существует.

Область геологических знаний наиболее обширная и самая сложная по своей структуре. В круг ее интересов входят не только вопросы, связанные с возникновением и развитием Земли, эволюцией органической жизни, но и вопросы использования геологических знаний для решения проблем жизнеобеспечения. В целом геология является наукой синтетической. Она тесно связана с другими науками о Земле, например, с астрономией, геодезией, географией, биологией. В своих исследованиях геология опирается на знания таких фундаментальных наук как физика, химия и математика.

ОСНОВНЫЕ ОБЪЕКТЫ И ПОНЯТИЯ В ГЕОЛОГИИ

Наиболее важным объектом изучения в геологии является **земная кора и геологические процессы**, которые ее сформировали в течение последних 4,5 млрд. лет. Обусловлено это тем, что вся наша жизнь и деятельность связана с земной корой, а добыча из нее полезных ископаемых невозможна без понимания условий, при которых они образовались.

ЗЕМНАЯ КОРА. Это относительно тонкая, в среднем около 30км, каменная оболочка планеты, контактирующая с водной и воздушной оболочками Земли – ее гидросферой и атмосферой.

В организации вещества земной коры можно выделить три основных последовательных уровня – **химические элементы, минералы, горные породы.**

ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЫ – это первые, наиболее простые уровни. Большинство элементов в свободном состоянии в земной коре находиться не могут. В зависимости от термодинамических и химических условий среды, они образуют разнообразные соединения, обладающие определенными физическими свойствами. Такие природные соединения и являются минералами. Например, кварц (SiO_2), кальцит (CaCO_3), алмаз (C), графит (C) и многие другие, включающие более 2500 наименований.

Химические преобразования, в результате которых образуются минералы, являются природными геологическими процессами.

В целом, земная кора, в отличие от подстилающей ее мантии, является местом концентрации преимущественно наиболее легких элементов таблицы Д.И.Менделеева, прежде всего таких, как O, Si, Al, составляющих около 80% массы земной коры.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ также как и минералы являются продуктом тех же геологических процессов. Они представляют собой рыхлые и монолитные скопления определенных минералов (минеральные агрегаты). Например, мрамор и известняк состоят из кристаллических зерен кальцита, а гранит – однородный агрегат из кристаллических зерен кварца, полевого шпата, слюд и некоторых других минералов.

Земная кора состоит из разнообразных горных пород, многие из которых содержат ценные рудные и нерудные минералы или сами в силу своего состава и свойств относятся к категории полезных ископаемых. Название горной породы определяется не только ее минеральным составом, но и видом геологического процесса, в результате которого порода образовалась. В соответствии с этим все породы по своему происхождению (генезису) делятся на **магматические, осадочные и метаморфические**.

Магматические породы (граниты, диориты, базальты и т.д.) образуются в результате остывания и кристаллизации магмы в глубинах земной коры или при вулканических извержениях лавы на поверхность Земли.

Осадочные породы образуются в результате физического и химического взаимодействия между земной корой и внешними сферами: атмосферы, гидросферы и биосферы. Это взаимодействие приводит к разрушению выходящих на поверхность горных пород, появлению твердых и растворимых продуктов разрушения, переносу их водами, ветрами, льдами в пониженные участки и различные водоемы, накоплению в виде осадков и постепенному превращению их в твердые осадочные породы (глинистые илы преобразуются в глины и аргиллиты, пески – в песчаники, рыхлые соли – в каменные соли и т. д.).

Метаморфические породы формируются из магматических и осадочных под воздействием высокой температуры, давления и химически активных растворенных и газообразных веществ. Такие условия существуют в местах соприкосновений указанных пород с магмой, а также на больших глубинах, куда эти породы могут погрузиться в случае прогибания земной коры. Глина при этом постепенно преобразуется в сланец и даже в гранитоподобный гнейс, песчаник – в крепчайший кварцит, известняк – в мрамор и т.д.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ отличаются большой продолжительностью, многофакторностью влияющих на них природных условий и масштабностью. В зависимости от источника энергии принято выделять **внутренние (эндогенные)** процессы в форме движений земной коры, магматизма, метаморфизма и **внешние (экзогенные)**, протекающие за счет энергии Солнца и сил гравитации. Экзогенные процессы в конечном итоге приводят к разрушению возвышенных участков суши, образова-

нию из продуктов разрушения осадочных пород и почв, созданию соответствующего рельефа на Земле.

НАУЧНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ГЕОЛОГИИ

Основная цель геологии – изучение минералов, горных пород, ископаемых органических остатков, разнообразных природных явлений для того, чтобы понять сущность геологических процессов, сформировавших земную кору и месторождения полезных ископаемых. Такое изучение коры проводится с применением разнообразных методов, носит всесторонний, комплексный характер и осуществляется по отдельным **направлениям**, которые в свою очередь включают различные **научные дисциплины**.

Основными научными направлениями в геологии являются:

- **геохимическое**, включающее науки по изучению вещественного состава Земли;
- **геодинамическое**, состоящее из наук по изучению геологических процессов;
- **геолого-историческое**, занимающееся изучением истории развития Земли;
- **прикладное**, использующее геологическую информацию для решения практических задач по жизнеобеспечению.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ. К этому циклу наук относится кристаллография, минералогия, петрография, геохимия.

Кристаллография (греч. *кристаллес* – лёд, горный хрусталь) – наука о внутреннем строении кристаллического вещества, его физических свойствах и внешней форме. Результаты изучения используются в химии, металлургии, радиоэлектронике, минералогии.

Минералогия (лат. *минера* – руда) изучает минералы, их химический состав, строение, свойства, условия образования, применение в промышленности.

Петрография (греч. *петра* – скала, камень) – наука о горных породах, их образовании и изменениях, минеральном составе и внутреннем строении.

Геохимия изучает химический состав земной коры, законы распространения, распределения и миграции в ней химических элементов с целью использования результатов в науках других направлений, поиска и оценки месторождений полезных ископаемых.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ. Динамическую геологию представляют науки, изучающие процессы в земной коре и на ее поверхности. Соответственно данное направление состоит из двух ветвей. Одна из них

включает дисциплины по внутренней динамике (**эндогенные процессы**), а другая – по внешней (**экзогенные процессы**).

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ изучает геотектоника, учение о магматизме, метаморфизме горных пород, внутреннем строении и составе Земли. Внутренне устройство планеты изучается с помощью геофизических наук – сейсмологии, гравиметрии, электротометрии, магнитометрии, геотермии.

Геотектоника (гр. *тектон* – строитель) изучает строение литосферы, происходящие в ней движения и деформации (структурная геология).

Учение о магматизме (гр. *магма* – тесто) исследует состав магмы, ее происхождение и роль в формировании литосферы.

Учение о метаморфизме (гр. *метаморфома* – преобразование) – наука об изменениях, которые претерпевают горные породы под воздействием высокой температуры и давления в недрах Земли.

Сейсмология (гр. *сеймос* – землетрясение) изучает условия прохождения искусственно вызванных упругих сейсмических колебаний в оболочках Земли, в том числе обусловленных движениями в литосфере (землетрясениями).

Гравиметрия (лат. *гравис* – тяжелый) – наука об особенностях распределения силы тяжести на Земле.

Электротометрия (гр. *электрон* – смола, янтарь) – изучает условия прохождения электрических токов через горные породы.

Магнитометрия (гр. *магнетис* – магнит) – учение о земном магнетизме и его свойствах.

Термометрия (гр. *термо* – жар, тепло) – учение о тепловом режиме земного шара и особенностях его изменений.

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ – все формы взаимодействия атмосферы, гидросферы и биосферы с земной корой – являются предметом таких дисциплин как учение о выветривании, гидрология, гидрогеология, океанология, учения о геологической деятельности экзогенных факторов (агентов) – морей и океанов, льдов, ветра, озер и болот, а также геоморфология.

Учение о выветривании изучает изменение горных пород под влиянием физических и химических условий, которые существуют на поверхности литосферы.

Гидрология (гр. *гидор* – вода) – учение о геологической деятельности поверхностных проточных вод, а **гидрогеология** – о деятельности подземных вод.

Океанология, океанография, гляциология (гр. *гляциес* – лед), **геокриология** (гр. *криос* – холод, мороз), **лимнология** (гр. *лимнэ* – озеро, болото) – это учения о деятельности соответствующих геологических агентов.

Геоморфология изучает особенности рельефа земной коры и условия его образования. Частью геоморфологии являются география и геодезия.

ГЕОЛОГО-ИСТОРИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ. К этому направлению относятся стратиграфия, учение о фациях, палеонтология, палеогеография, историческая геология.

Стратиграфия (лат. *стратум* – слой, покрывало) – учение о возрастной последовательности образования горных пород, слагающих земную кору.

Учение о фациях (лат. *фацис* – наружность, форма) – учение о физико-географических условиях образования горных пород и их свойствах.

Палеонтология (гр. *палеос* – древний, *онтос* – существо) – учение об ископаемых останках животных и растений.

Палеогеография – учение о физико-географических условиях на Земле в прошедшие геологические эпохи.

Историческая геология – учение о развитии земной коры за весь период ее становления.

ПРИКЛАДНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ. Это направление включает учение о полезных ископаемых, региональную геологию, инженерную геологию, методику разведки месторождений полезных ископаемых (МПИ), экологическую геологию, горнопромышленную геологию, почвоведение, космическую геологию (планетологию) и др.

Учение о полезных ископаемых изучает условия образования и закономерности распределения соответственно рудных, нерудных и горючих ископаемых.

Региональная геология занимается составлением геологических карт, на которых отражается состав, возраст и условия залегания горных пород, слагающих верхнюю часть земной коры.

Инженерная геология изучает физико-механические свойства горных пород и грунтов с целью возведения на них зданий и других инженерных сооружений.

Методика разведки МПИ ставит своей целью разработать рациональные, математически обоснованные методы и способы оценки запасов различных видов полезных ископаемых.

Экологическая геология (гр. *экос* – дом, родина) изучает влияние деятельности людей на геологическую среду и опасные для их существования геологические процессы. Разрабатывает меры, направленные на предупреждение негативных процессов.

Горнопромышленная геология занимается геологическим обеспечением горнодобывающих предприятий на стадии их проектирования, работы и ликвидации.

Почвоведение изучает геолого-климатические условия формирования различных типов почв и их свойства с целью рационального использования.

Космическая геология исследует Землю с помощью летательных аппаратов для составления региональных геологических карт, изучает другие планеты и сравнивает их с Землей с целью более глубокого ее познания.

МЕТОДЫ И ЗАДАЧИ ГЕОЛОГИИ

В методологии процесса познания геологических объектов можно выделить два аспекта – **общий научный подход** и **специальные методы исследований**.

ОБЩЕНАУЧНЫЙ ПОДХОД В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ.

Земля прошла длительный путь развития. Поэтому при ее изучении ведущее место занимает **подход исторический**. Он предполагает рассмотрение всех природных явлений – их возникновение, развитие и исчезновение – в закономерной связи с непрерывно изменяющимися условиями, в которых данные явления происходили. Такой подход нашел воплощение в главном, обобщающем методе реконструкции процессов прошлого на Земле – в **методе актуализма**. Согласно этому методу к пониманию геологических процессов и их результатов идут от изучения современных таких же явлений, но с осознанием того, что в прошлом и физико-географические условия, и процессы отличались от современных, а само отличие было тем большим, чем отдаленнее от нас изучаемая геологическая эпоха.

Следует иметь в виду, что реализация общего подхода к процессу познания геологических объектов, так же как и в других естественных науках, осуществляется по схеме – **наблюдение – эксперимент - анализ и логические построения – выводы**.

СПЕЦИАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ. Большинство методов представляет сложный комплекс различных методик. Специальные методы обычно классифицируются по нескольким основным направлениям, как это показано в таблице. При этом основным способом изучения земной коры был и остается комплексный метод **геологической съемки**.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ИЛИ КАРТИРОВАНИЕ – это изучение состава и строения земной коры в пределах конкретных территорий. Она проводится путем изучения и опробования горных пород в местах естественного выхода их на поверхность – в обнажениях на крутых склонах речных долин, оврагов, возвышенностей, в горных выработках (канавах, шурфах, карьерах, шахтах) и буровых скважинах. Конечный результат проведения съемки – составление различных по своему содержанию геологических карт, которые представляют собой графические модели строения и состава земной коры. Карты служат основой для поисков, разведки месторождений полезных ископаемых и их разработки, сельскохозяйственного и инженерно-строительного освоения территорий.

Следует подчеркнуть, что съемка (картирование) сопровождается обязательным применением определенного комплекса геофизических и других специальных методов.

Некоторые из основных специальных методов, применяемых при геологических исследованиях

Направление в системе методов	Специальные методы
Наземное полевое	Геологическая съемка (картирование) местности
Геофизическое	Сейсмические, гравиметрические, магнитометрические, термометрические, электрические, радиометрические
Аэрокосмическое	Фотометрические, дистанционные геофизические
Лабораторно-экспериментальное	Моделирование геологических процессов в лабораторных условиях
	Определение параметров физико-механических и других свойств горных пород и минералов с помощью специальных приборов и установок
	Определение состава пород и минералов путем проведения химических, термических, рентгеноструктурных анализов, а также с помощью оптической и электронной микроскопии
	Определение абсолютного возраста пород по результатам радиоизотопных анализов
Математическое	Статистическая обработка данных, составление математических моделей геологических процессов с помощью программ для ЭВМ
Методическое	Методы прогнозирования, поисков, разведки, подсчета запасов различных видов полезных ископаемых

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ основаны на изучении естественных и искусственных физических полей – сейсмических, гравитационных, магнитных и других, которые создаются Землей в целом и отдельными комплексами горных пород (геологическими телами). При этом используются геофизические приборы разной конструкции, что позволяет производить измерения в условиях дневной поверхности и космоса, в скважинах и горных выработках. Отличаются геофизические методы оперативностью и экономической целесообразностью их применения.

АЭРОКОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ – это методы изучения Земли с помощью специальных приборов, установленных на самолетах и других летательных аппаратах, спутниках и орбитальных станциях. Цветное фотографирование Земли, исследование ее излучений позволяет выявлять геологические структуры, изучать глубокие части морского дна и получать другую геологическую информацию.

ЛАБОРАТОРНО-ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ МЕТОДЫ применяются при проведении практически всех видов геологических исследований. Кроме того, моделирование процессов магматизма и метаморфизма

привело к разработке способов получения в промышленных масштабах искусственных минералов и горных пород.

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ в геологии – относительно молодое и перспективное направление. Однако применение их, в особенности ЭВМ, сталкивается с серьезными трудностями. Эти трудности вызваны сложностью формализации и неоднозначностью геологических понятий, что в свою очередь объясняется многофакторностью условий, в которых осуществляются геологические процессы и явления.

МЕТОДИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ включает многочисленные сложные методы, основанные на использовании всей суммы знаний об условиях образования и размещения различных полезных ископаемых. Поэтому эти методы представляют собой соответствующий комплекс рекомендаций, правил и требований, которыми следует руководствоваться при проведении поисковых, разведочных и оценочных работ на тот или иной вид минерального сырья.

ЗНАЧЕНИЕ И ЗАДАЧИ ГЕОЛОГИИ. Значение геологии переоценить просто невозможно. Такой вывод следует из краткого перечня задач, которые решает геология. Прежде всего следует учесть, что все отрасли промышленности – металлургия, энергетика, сельское хозяйство, строительная индустрия – основаны на использовании продуктов земных недр: металлов, нефти, газа, радиоактивных веществ, минеральных удобрений, строительных материалов, которые геологам необходимо найти и всесторонне изучить. Геологические знания необходимы также для организации водоснабжения населения и предприятий, инженерно-геологического обоснования строительства гидротехнических сооружений, коммуникаций, дорог, городов, выбора мест захоронения вредных промышленных и радиоактивных отходов, своевременного решения экологических и многих других вопросов.

Велико значение геологии для горной науки. В современных условиях, в связи с интенсификацией производства и неуклонным увеличением глубин отработки, особую актуальность приобретают задачи по прогнозированию горно-геологических условий и созданию новых технологий. Многие из таких задач находят свое решение в результате объединения усилий специалистов горного и геологического направлений.

Особое значение геологические исследования приобретают в связи с решением проблемы комплексного использования минерального сырья, а также в деле разработки прогрессивных и нетрадиционных технологий его добычи (подземные способы выщелачивания руд и солей, выплавки серы, газификации углей и др.)

Добыча полезных ископаемых сопровождается перемещением огромных масс горных пород, что вызывает различного рода нарушения природных равновесий в земной коре. В этой связи перед горногеологической наукой возникла еще одна проблема – проблема охраны и рационального использования недр и природы в целом.

В Украине разведаны и находятся в эксплуатации сотни месторождений различных полезных ископаемых – железа, марганца, титана, редких металлов, циркония, ртути, каменных углей и солей, графита, каолинов, огнеупорных глин, строительного и поделочного камня, минеральных вод и других. Но наряду с этим ощущается острый недостаток нефти, газа, бокситов для выплавки алюминия, благородных и цветных металлов, агрорудного сырья. К настоящему времени геологами обнаружены новые нефтегазоносные и золоторудные провинции. Их детальная разведка, промышленная оценка и добыча – первоочередные задачи геологической службы.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИИ

История геологии началась вместе с появлением человека, который всегда искал и добывал необходимое ему природное минеральное сырье. Вначале это были просто камни для изготовления различных орудий производства, затем руды для выплавки металлов, камни-самоцветы, минеральные краски, соли и т.д. Соответствующие знания, связанные с поиском и добычей того или иного сырья расширялись, углублялись, обобщались, обретая форму определенных закономерностей. Постепенно круг вопросов связанных с устройством окружающего мира становился все шире. Людям стало интересоваться строением, состав отдельных частей Земли и всей планеты в целом, ее положение в мировом пространстве, развитие органической жизни и многие другие вопросы. Такова общая картина развития геологии в начальный и последующие этапы. Однако временем становления ее как науки принято считать вторую половину XVIII столетия – период зарождения и развития горнодобывающей промышленности.

В это время делаются первые попытки объяснить с научных позиций происхождение Вселенной и Земли (гипотезы образования Солнечной системы немецкого философа И. Канта – 1755 г. и французского математика П.С. Лапласа – 1796 г.). Значительным событием в этот период был выход в свет работ выдающегося русского ученого М.В. Ломоносова «Слово о рождении металлов от трясения Земли» (1757 г.) и «О слоях земных» (1763 г.). Ломоносов рассматривал Землю как нечто непрерывно изменяющееся и развивающееся во времени и пространстве. Он отмечал, что земная кора подвижна и может опускаться и подниматься, а горы поднимаются и разрушаются.

Развитие промышленности и расширение в связи с этим сырьевой базы привело к детальному изучению геологического строения огромных территорий и установлению многих закономерностей в развитии планеты. Английский геолог Ч. Лайель в трехтомном труде «Основы геологии» (1830-1833 гг.) обосновал эволюционное развитие Земли. Французский исследователь Эли де Бомон выдвинул гипотезу контракции, которая объясняла движения земной коры уменьшением ее объема при остыва-

нии. Англичане Д. Эйри и Д. Пратт предложили гипотезу изостазии, по которой верхняя твердая оболочка Земли, плавающая на вязком мантийном субстрате, находится в устойчивом равновесии.

Важнейшим событием XIX столетия было появление гениального труда Ч. Дарвина «Происхождение видов» (1859 г.), в котором утверждалась теория эволюционного изменения органического мира. Это явилось фундаментом для развития палеонтологии.

В 1875 г. была создана международная организация геологов – Международный геологический конгресс, который продолжает свою работу и в настоящее время. На его периодических сессиях обсуждаются итоги геологических исследований, проводятся широкие дискуссии, принимаются новые стандарты и решения общего значения.

В конце XIX – начале XX столетий в развитии геологии наступил этап, когда стали выделяться отдельные науки: минералогия (Е.С. Федоров), петрография (Ю.Ф. Левинсон-Лессинг), геохимия (В.И. Вернадский), геоморфология (В. Пенк, У. Девис) и ряд других. Динамическая, историческая геология, геотектоника продолжали развиваться вместе, образуя основу геологических наук, но к середине XX столетия каждая из них обрела полную самостоятельность.

Особая роль в развитии геологии на всех ее этапах принадлежит геотектоническим гипотезам. Различные гипотезы фактически одни и те же данные по составу и строению земной коры объясняли с разных позиций, что явилось стимулом для их проверки в новых регионах и выбора наиболее достоверных научных предположений. Одной из первых в конце XIX столетия получила права гражданства гипотеза геосинклинального развития земной коры, основанная на работах Дж. Дэна о геосинклиналях и Г.Э. Ога о платформах. Согласно этой гипотезе увеличение мощности земной коры и формирование особенностей ее структуры произошло и происходит в результате проявления преимущественно вертикальных ее перемещений без существенного смещения в горизонтальных направлениях. Гипотеза оказалась очень продуктивной, так как с ее позиций многочисленные проблемные вопросы нашли удовлетворительное объяснение. Сторонников этой гипотезы стали называть фиксистами, а само учение – фиксизмом.

В начале XX столетия А. Вегенер, опираясь на гипотезы Эли де Бомона и Д. Эйри, а также принимая во внимание имеющиеся данные о грандиозных горизонтальных перемещениях пластин земного вещества в Альпах и сходство внешних контуров соседних материков, пришел к выводу, что главными в развитии земной коры были горизонтальные силы, которые разобщили когда-то единую сушу на отдельные части – современные континенты. Такие представления стали называться гипотезой дрейфа материков. В настоящий период она, видоизменившись и получив новые подтверждения, стала основной рабочей гипотезой под названием «гипотеза тектоники плит». Ее последователей именуют мобили-

стами, а само учение о горизонтальном перемещении плит земной коры, включающих материки и прилегающие части океанов – мобилизмом.

Большой вклад в общий прогресс и развитие геологических знаний внесен трудами ученых России и бывшего Советского Союза – А.Д. Архангельского, Ю.А. Билибина, В.И. Вернадского, А.П. Виноградова, И.М. Губкина, А.П. Карпинского, Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, В.А. Обручева, С.С. Смирнова, Н.М. Страхова, М.М. Тетяева, Е.С. Федорова, А.Е. Ферсмана, Н.С. Шатского, О.Ю. Шмидта и многих других.

Изучение отдельных регионов Украины также имеет свою историю. Донецкий угольный бассейн начал изучаться с конца восемнадцатого столетия и этот процесс продолжается до настоящего времени. Наиболее известными исследователями его были Л.И. Лутугин, П.И. Степанов, Н.И. Лебедев, А.З. Широков, М.Л. Левенштейн. Днепровско-Донецкую впадину с ее газонефтяными и угольными месторождениями исследовали Г.М. Доленко, С.И. Субботин, А.В. Чекунов. Украинский щит, его металлогенические провинции и Криворожский железорудный бассейн изучали И.И. Танатар, Н.П. Семененко, Я.Н. Белевцев и многие другие.

Контрольные вопросы

- 1. Что является главным предметом изучения геологии?*
- 2. Укажите основные научные направления в геологии.*
- 3. Назовите дисциплины, которые составляют геолого-историческое направление в геологии.*
- 4. Какие дисциплины составляют геохимическое направление в геологии?*
- 5. Назовите основные направления в классификации методов исследования, применяемых в геологии.*
- 6. Какие методы исследований образуют лабораторно-экспериментальное направление?*
- 7. Какие основные задачи решает практическая геология?*

Раздел первый

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

В разделе приведена общая характеристика Земли как планеты – ее строение, состав и происхождение. Эти сведения представляют собой основу, на которой строится последующее изложение всего материала.

Степень достоверности сведений о Земле находится в зависимости от сложности рассматриваемых вопросов и доступности геологических объектов для изучения. Так, данные о происхождении Земли и составе ее внутренних оболочек представляют собой главным образом научно обоснованные предположения или гипотезы. Такие представления отражают современное состояние изученности тех или иных проблем.

Глава 1. ЗЕМЛЯ И СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА

Цель настоящей главы – напомнить читателю общие сведения об окружающем нас космосе, строении Солнечной системы и месте в ней Земли для того, чтобы показать единство всего мироздания и неизбежность эволюционных изменений в нем. Для нашей планеты такие изменения осуществляются в форме геологических процессов.

Содержание главы

Вселенная и ее элементы – галактики, звезды, планетарные системы, газопылевые скопления

Солнечная система и ее строение

Строение Солнечной системы

Элементы Солнечной системы – Солнце, планеты и их спутники, астероиды, кометы, метеориты

Происхождение Солнечной системы (гипотезы Канта и Лапласа, Чемберлена и Мультона, Джинса, Шмидта, Рудника и Соботовича)

ВСЕЛЕННАЯ И ЕЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Вселенная (космос) – это весь окружающий нас мир, который состоит из **звезд** и их скоплений – **галактик**, а также **планетарных систем**, обращающихся вокруг звезд. Элементами являются также межзвездный газ и элементарные частицы, испускаемые звездами, космическая пыль, образующаяся в результате конденсации газов. Концентрации всех этих элементов образуют так называемые **газопылевые туманности и облака**.

ГАЛАКТИКИ состоят из сотен миллионов и миллиардов звезд. Форма этих скоплений разнообразная – уплощенная диско- и спиралевидная, шаровидная, неправильная. Размеры составляют десятки и

сотни световых лет (один световой год – это расстояние равное $9,6 \cdot 10^{12}$ км, которое проходит световой импульс за 365 дней). Расстояние между галактиками превышает их размеры в десятки раз. Количество галактик исчисляется миллиардами.

В последние годы новые данные о Вселенной получены, в основном, благодаря телескопу Хаббл, выведенному США на околоземную орбиту. С помощью этого телескопа стало возможным увидеть галактики, удаленные согласно расчетам до 13,5 млрд. световых лет. Таким образом, возраст Вселенной не может быть меньше указанного количества лет.

ЗВЕЗДЫ – это сгустки материи, пребывающей в плазменном состоянии. Внутри звезд происходят ядерные реакции с выделением огромного количества энергии. Образование звезд в виде так называемых сверхновых происходит и в современную эпоху в пределах галактических и межгалактических газопылевых туманностей и облаков. Солнце – звезда средней величины. Ближайшая к нему звезда α -Центавра удалена на 4,3 световых года.

ПЛАНЕТАРНЫЕ СИСТЕМЫ образуются вокруг звезд и состоят из планет и их спутников. В настоящее время такие системы обнаружены вокруг многих звезд.

СОЛНЕЧНАЯ СИСТЕМА

Солнечная система входит в состав галактики "Млечный путь", которая содержит свыше 150 млрд. звезд, имеет форму дискообразной спирали с диаметром около 100тыс. и толщиной около 20тыс световых лет. Полный оборот вокруг своего центра Млечный путь совершает за 200 – 250 млн. лет. Линейная скорость перемещения Солнечной системы при этом составляет около 250 км/с. Возраст нашей галактики оценивается примерно в 12 млрд. лет.

СТРОЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. Солнечная система состоит из Солнца, девяти планет и их спутников. Центром системы является Солнце. Все планеты вращаются вокруг него примерно в одной плоскости (плоскости эклиптики) по почти круговым орбитам. Средняя скорость движения планет по орбитам уменьшается по мере удаления их от Солнца. У Меркурия эта скорость составляет 47,8 км/с, Венеры – 35, Земли – 29,7 и т.д.

Большинство планет вокруг своих осей вращается в том же направлении, что и Солнце. Исключение составляют Венера и Уран, вращающиеся в обратном направлении. Оси вращения планет с плоскостью их орбит образуют углы близкие к прямым, а у Земли этот угол составляет $66^{\circ}33'$.

Сравнительные размеры и взаимное расположение основных элементов Солнечной системы показаны на рис.1.1. Некоторые физические

ские параметры планет представлены в табл. 1.1. Планеты Солнечной системы по плотности их вещества, расположению и другим признакам делятся на **внутренние** (земная группа) и **внешние**.

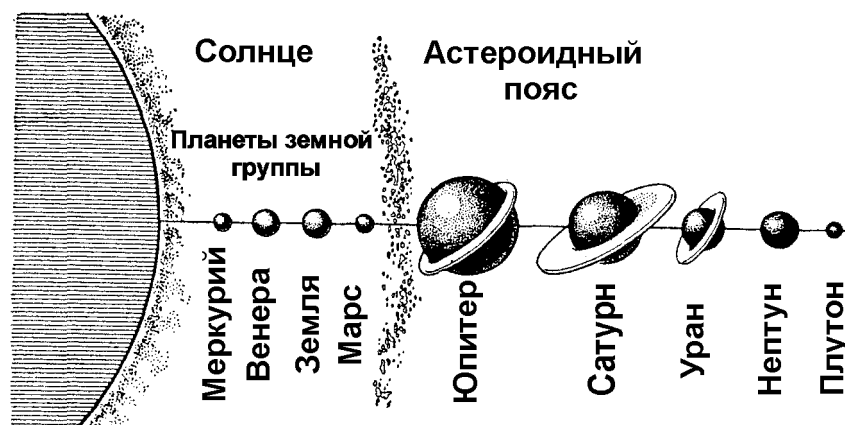


Рис. 1.1. Сравнительные размеры планет Солнечной системы

Планеты земной группы – Меркурий, Венера, Земля, Марс – имеют сравнительно небольшие размеры, сложены каменным веществом с высокой плотностью, обладают незначительной по массе атмосферой и относительно небольшой скоростью осевого вращения.

Внешние планеты – Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон – характеризуются большими размерами; небольшой плотностью вещества; мощной атмосферой с преобладанием в ней водорода, гелия и метана; а также относительно большой скоростью осевого вращения.

ЭЛЕМЕНТЫ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. Таковыми являются Солнце, планеты и их спутники, астероиды, кометы и метеориты.

СОЛНЦЕ – типичный "желтый карлик", то есть небольшая звезда, состоящая из раскаленной плазмы. В состав Солнца входит водород (около 70 %) и гелий (27 %). На долю остальных нескольких десятков элементов, установленных методами спектрального анализа, приходится 2,5 %. По оценкам ученых температура в центре Солнца может достигать $15 \cdot 10^6$ °С, а давление – 10^{11} МПа. Температура на поверхности составляет около 6000 °С. Диаметр Солнца в 109 раз превышает земной, а средняя плотность его вещества составляет около $1,41 \text{ г/см}^3$. Возраст Солнца оценивается в 6 – 6,5 млрд. лет.

Тепловая энергия Солнца постоянно генерируется за счет термоядерных реакций превращения водорода в гелий. За одну секунду Солнце излучает $4,2 \cdot 10^{26}$ Дж энергии, из которых на Землю попадает лишь половина ее миллиардной доли. Внешняя оболочка Солнца называется **солнечной короной**. Непрерывные термоядерные взрывы на Солнце вызывают разлет в космическое пространство заряженных частиц (ионов и протонов), поток которых образует так называемый "

Таблица 1.1

Характеристика планет Солнечной системы

Планеты	Радиус (по отношению к земному)	Плотность г/см ³	Масса (по отношению к массе Земли)	Химический состав атмосферы	Период оборота вокруг оси	Период обращения по орбите	Число спутников	Расстояние от Солнца, а.е. ¹
Меркурий	0,39	5,42	0,04	He	59 суток	88 суток	Нет	0,39
Венера	0,97	5,11	0,81	CO ₂	243 суток	224,7 суток	Нет	0,72
Земля	1	5,52	1,0	N, O, CO ₂ Ar	23 ч 56 мин	365,3 суток	1	1,00
Марс	0,53	3,95	0,11	CO ₂ , N, Ar	24 ч 37 мин	1,9 лет	2	1,52
Юпитер	10,95	1,33	316,94	NH ₃ , CH ₄ , H	9 ч 50 мин	11,86 лет	15	5,20
Сатурн	9,02	0,69	94,9	NH ₃ , CH ₄	10 ч 14 мин	29,45 лет	16	9,54
Уран	4,00	1,56	14,66	CH ₄	10 ч 49 мин	84 лет	5	19,19
Нептун	3,92	2,27	17,16	CH ₄	15 ч 40 мин	164,8 лет	2	30,07
Плутон	0,46	4,00	0,7	Ne	6,4 суток	250,6 лет	1	39,52

¹ А.е. – астрономическая единица, равная 14 950 000 км

солнечный ветер". С ним связано возникновение полярных сияний в ионосфере Земли и различных геомагнитных явлений.

Солнце составляет 99,87 % всей массы Солнечной системы. Поэтому оно является центром гравитационного притяжения всех элементов системы. Солнце обладает также мощным магнитным полем.

ПЛАНЕТЫ И ИХ СПУТНИКИ – это основные после Солнца элементы системы.

Меркурий – маленькая, медленно вращающаяся планета. В 1974 г. американская космическая станция "Маринер - 10" передала на Землю фотографии поверхности Меркурия и ряд телеметрических данных. Поверхность планеты покрыта кратерами различных размеров и линейными структурами, вероятно связанными с глубинными разломами меркурианской коры. Обнаружена очень разреженная (в сто миллиардов раз менее плотная, чем у Земли) атмосфера, состоящая в основном из гелия. Характерен резкий перепад температур на освещенной Солнцем стороне планеты (около 430 °С) и темной ее стороне (-130 °С). Очевидно, поэтому горные породы на поверхности планеты превращены в рыхлую пористую массу. Магнитное поле у Меркурия очень слабое.

Венера по своим размерам и массе наиболее близкая к Земле планета. В период с 1966 по 1975 гг. она изучалась с помощью спускаемых на ее поверхность аппаратов. Мощная и плотная атмосфера планеты создает давление до 90 кг/см², которое первые аппараты не выдерживали. Атмосфера состоит из углекислого газа (97 %), азота (около 2 %), кислорода, аммиака и водяного пара (доли процента). Температура у поверхности вследствие парникового эффекта достигает 470 °С. Напряженность магнитного поля составляет лишь 0,0003 земного. Рельеф Венеры расчлененный. Приблизительно одну шестую часть занимают низменные пространства (условно моря), сложенные базальтовыми покровами, а остальную часть возвышенные участки (континенты), поднимающиеся в виде массивов и хребтов на 7 – 8 км по отношению к среднему уровню.

Земля – самая крупная и быстро вращающаяся планета из группы внутренних планет. Полный оборот вокруг Солнца Земля совершает за 365,26 суток, двигаясь по слабоэллиптической орбите, эксцентриситет которой периодически меняется в пределах от 0,003 до 0,078. Разница между расстояниями до Солнца в самой ближней к нему точке орбиты Земли (**перигелии**) и в самой удаленной (**афелии**) соответственно также не остается постоянной, и составляет небольшую величину в сравнении со средним расстоянием до Солнца.

Полный оборот вокруг своей оси Земля совершает за 23 суток 56 минут и 6 секунд. При этом ось вращения постоянно меняет свою ориентировку. Ее северная и южная полуоси в процессе перемещения как бы описывают в пространстве боковые поверхности конусов, вершины которых соприкасаются в центре Земли. Такие круговые движения ось совершает с периодичностью в 24 тыс. лет. В результате угол наклона оси вращения Земли по отношению к плоскости ее орбиты изменяется за тот же период от 65°30' до 68°30'. Это явление называется "прецессией" оси вращения. Оно оказывает влияние на изменение границ климатических зон Земли.

Строение, состав Земли, ее рельеф и другие особенности будут рассмотрены в соответствующих разделах.

Луна – спутник Земли. Ее орбита располагается от Земли в среднем на расстоянии 384395 км. Периоды обращения Луны вокруг своей оси и вокруг Земли совпадают (29,5 суток). Поэтому Луна обращена к нам одной стороной. Диаметр Луны в 4 раза, а масса в 81 раз меньше чем у Земли. В связи с этим силы притяжения на Луне в 6 раз меньше и этим объясняется отсутствие у нее атмосферы. Газы в таких условиях уходят в космическое пространство. Средняя плотность вещества Луны – $3,3 \text{ г/см}^3$. Магнитное поле в 1000 раз слабее земного.

Поверхность Луны изрыта многочисленными воронками. В ее рельефе выделяют также равнины (условные моря), сложенные базальтовыми покровами, и возвышенные области (материки). Возраст лунных пород составляет 3,1 – 4,2 млрд. лет. Их поверхностный слой, под действием резких перепадов между дневной и ночной температурами (от +115 до $-135 \text{ }^\circ\text{C}$), разрушен до состояния мелких обломков и пыли – **риголита**. Мощность лунной коры от 30 до 65 км, ниже – до глубины 960 км – мантия, а в центре твердое ядро.

Марс – одна из малых планет Солнечной системы, вращающаяся практически с такой же периодичностью, как и Земля. Начиная с 1965 г. планета изучается с помощью космических аппаратов, в том числе спускаемых. Ось вращения планеты наклонена к плоскости орбиты, и это обуславливает смену времен года на Марсе. В полярных областях зимой образуются тонкие белые снеговые шапки, состоящие из воды и углекислоты. Атмосфера очень разреженная и на 95 % состоит из углекислоты. Азот и аргон составляют 0,02 %, а оставшуюся часть – водяные пары. Перепад между дневными и ночными температурами составляет около $120 \text{ }^\circ\text{C}$ (от +30 до $-90 \text{ }^\circ\text{C}$).

Рельеф Марса характеризуется необычно большими (до 27 км) перепадами высот. Здесь также выделяются обширные пониженные области (моря) и возвышенные. Условные моря, так же как и на других планетах, являются более молодыми образованиями, и поэтому их поверхность осложнена относительно небольшим количеством ударных воронок от падения метеоритов. На Марсе отмечаются самые грандиозные в Солнечной системе вулканические образования и рифтовая долина с протяженностью в тысячи километров и глубиной до 10 км.

Юпитер – самая большая планета. У него мощная (до 15 тыс. км) атмосфера, состоящая из водорода, метана, аммиака. Она создает давление в сотни тысяч атмосфер. Температура в нижней части атмосферы около $-130 \text{ }^\circ\text{C}$. Плотная облачность в атмосфере Юпитера образует темные (более теплые) и светлые полосы, ориентированные в широтном направлении. Считается, что образование этих полос вызвано восходящей и нисходящей циркуляцией в атмосфере.

Малая средняя плотность вещества Юпитера дает основание предполагать, что состоит он в основном из отвердевших газов и относительно небольшого минерального ядра. Характерным для планеты является наличие мощного магнитного поля и собственного радиоизлучения. В связи с этим не исключается, что внутри Юпитера протекают ядерные преобразования вещества.

Юпитер имеет 17 спутников, некоторые из которых обладают атмосферой. Масса каждого из спутников сравнима с Луной, а один из них (Ганимед) превосходит Меркурий.

Сатурн во многом сходен с Юпитером. У него те же гигантские размеры, низкая средняя плотность вещества, большая скорость осевого вращения и большое количество спутников (см. табл. 1.1). Для Сатурна, как и для Юпитера, характерно наличие мощного магнитного поля и собственного радио- и теплоизлучения. Состав, мощность атмосферы и особенности ее циркуляции у рассматриваемых планет также весьма схожи. Характерной для Сатурна особенностью является наличие у него пяти своеобразных колец, сложенных в основном из каменных и ледяных глыб.

Уран, Нептун, Плутон – наименее изученные планеты. Предполагается, что ядра Урана и Нептуна состоят из каменного материала и льда, а внешние оболочки из

водорода и гелия. Плутон отличается небольшими размерами и высокой средней плотностью вещества. Этим он отличается от всех других планет внешнего ряда.

ПОЯС АСТЕРОИДОВ (планетоидов) расположен между орбитами Марса и Юпитера. Он представляет собой скопление около 2000 остроугольных каменных глыб размером от сотен метров до сотен километров. Самые крупные из них – Церера (770 км в поперечнике), Паллада (490 км), Веста (390 км). Астероиды, как и другие планеты, вращаются вокруг Солнца по круговым орбитам. Предполагают, что пояс астероидов возник в результате разрушения существовавшей ранее планеты – Фэтона.

КОМЕТЫ – небольшие, до нескольких километров в поперечнике, космические тела. Они состоят из ядра, сложенного льдом и каменным материалом, и газопылевой оболочки из метана, аммиака, водорода. Главной особенностью комет является то, что движутся они по сильно вытянутым орбитам, периодически приближаясь к Солнцу и удаляясь от него за пределы орбиты Плутона. При этом по мере приближения к Солнцу у комет формируется "голова кометы" и хвост длиной в миллионы километров. Это происходит потому, что под воздействием солнечного ветра на обращенной к Солнцу стороне кометы, происходит интенсивное испарение газов и их отторжение в форме шлейфа (хвоста). Хвосты комет отражают солнечный свет и поэтому становятся видимыми.

МЕТЕОРИТЫ – это угловатые или оплавленные твердые обломки, падающие из космоса на планеты и образующие на их поверхности ударные воронки. Массы метеоритов различны. Они варьируют от миллиграммов до многих тонн. Самый крупный – Глоба – найден в Африке в 1920 г. Проходя через атмосферу планеты, такие обломки под действием трения раскаляются и частично или полностью испаряются. Этот процесс вызывает яркое свечение траектории полета метеорита. Полностью испарившиеся в атмосфере обломки называются **метеорами**.

В составе метеоритов обнаружены практически все земные химические элементы. При этом в зависимости от состава метеориты делятся на три группы: **железные** (сидериты), **железокаменные** (сидеролиты) и **каменные** (аэролиты).

Железные метеориты представляют собой сплав железа с никелем. Присутствует также кобальт (до 0,7 %) и фосфор (до 0,2 %). Другие элементы (сера, углерод, хром, медь) составляют сотые доли процента.

Железокаменные метеориты представляют собой мелкоячеистую железоникелевую губку, заполненную силикатами, в основном оливином.

Каменные метеориты – наиболее распространены. По составу они близки к некоторым земным силикатным горным породам, но почти всегда содержат мелкие включения никелистого железа. Этим обусловлена их магнитность. По своей структуре каменные метеориты разделяются на **хондриты** и **ахондриты**. Хондриты характеризуются наличием в них **хондр** – округлых зерен из оливина, авгита, плагиоклаза. Эти метеориты по составу близки к мантийным породам Земли. Ахондриты

встречаются реже. Структура их кристаллическая или грубообломочная и хондры в них отсутствуют.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Происхождение Земли и Солнечной системы является основной проблемой геологии. В разное время, начиная с конца XVIII столетия, было предложено немало космогонических гипотез. Однако большинство из них к настоящему времени представляют лишь исторический интерес в силу того, что они не соответствуют современному пониманию процессов, происходящих во Вселенной, или находятся в противоречии с основными физическими законами. Известный советский ученый – полярник О.Ю. Шмидт, будучи автором одной из гипотез, предложил разделить существующие представления на три основные группы – в зависимости от происхождения исходного материала для Солнца и планет. Этот принцип позволит произвести соответствующее разделение многочисленных гипотез.

В первую группу вошли представления, согласно которым Солнце и планеты образовались из одного, преимущественно распыленного космического материала (гипотезы Канта, Лапласа, Войткевича, Шило и др.). Это так называемые **небулярные** гипотезы (лат. *небула* - туман).

Вторую группу составили представления о том, что планеты образовались после Солнца за счет его вещества (гипотезы Бюффона, Мультона и Чемберлена, Джинса, Джеффриса, Фесенкова, Крата и др.).

В третьей группе гипотез предполагается, что Солнце и планеты образовались из разного по происхождению материала (гипотезы Шмидта, Рудника и Соботовича).

Далее ограничимся лишь кратким изложением сущности наиболее известных гипотез, отнесенных к разным группам.

НЕМЕЦКИЙ ФИЛОСОФ И. КАНТ в 1755 г. высказал предположение, что первичная Вселенная представляла собой однородную неподвижную пылеподобную субстанцию, состоящую из частиц с разной плотностью. Возникшие затем центры гравитации собрали вокруг себя распыленную материю, которая за счет трения между частицами в процессе ее уплотнения, превратилась в отдельные раскаленные сгустки. Одним из них явилось Солнце. Одновременно с уплотнением сгусток Солнца обретал вращательное движение и увлекал в него окружающую его пылевую массу. Постепенно в ней образовывались отдельные сгустки материи – зародыши будущих планет, вокруг которых по такой же схеме возникли их спутники. Образованная таким образом Земля была вначале холодным телом.

Французский астроном и математик **П. Лаплас** в 1796 г. математически обосновал и в целом усовершенствовал гипотезу Канта. С тех пор она стала именоваться как **гипотеза Канта-Лапласа**. В представлении Лапласа Солнечная система образовалась из газообразной туман-

ности, которая вращалась и постепенно уплотнялась. Из центральной ее части впоследствии образовалось Солнце. По мере уплотнения скорость вращения туманности увеличивалась, и от нее стали отделяться порции материи в виде лежащих в одной плоскости колец. В дальнейшем материя каждого из колец концентрировалась в одном месте в виде сгущений – будущих планет. Планеты на начальной стадии развития были в виде раскаленных газовых шаров, которые постепенно остывали и покрывались твердой корой.

Гипотеза Канта-Лапласа была основной вплоть до начала XX столетия. В дальнейшем она не выдержала испытания временем, так как не смогла объяснить распределения момента количества движения (МКД) внутри Солнечной системы. Как известно, для вращающихся объектов МКД – это произведение массы тела на расстояние от центра вращения и его скорость. Согласно гипотезе Солнцу, составляющему 99,87 % от массы всей системы, должно принадлежать и основная доля МКД этой системы. В действительности Солнцу соответствует лишь 2% общего МКД, а планетам 98 %. Объяснить это противоречие гипотеза Канта-Лапласа не в состоянии.

ГЕОЛОГ Т.ЧЕМБЕРЛЕН И АСТРОНОМ Ф.МУЛЬТОН (США) в начале XX столетия предполагали, что мимо сформировавшегося Солнца прошла другая звезда. В результате взаимного притяжения этих объектов от Солнца отделились газовые витки-спирали и вследствие конденсации газов преобразовались в так называемые **планетоземали** – сгустки первичного вещества, из которых впоследствии сформировались планеты и другие элементы Солнечной системы.

АНГЛИЙСКИЙ АСТРОФИЗИК Д.ДЖИНС в 1919 г. предположил, что в результате близкого прохождения другой звезды от Солнца отделился веретенообразный газовый выступ, который разделился на отдельные сгустки. В дальнейшем из срединной, утолщенной части выступа образовались наиболее массивные планеты – Юпитер и Сатурн.

О.Ю. ШМИДТ свою гипотезу предложил в 1944 г. и назвал ее **метеоритной**. В ней рассматривается образование планет Солнечной системы из холодного газопылевого (метеоритного) космического облака, попавшего в гравитационное поле Солнца. К моменту встречи с облаком Солнце обладало малым МКД, а облако – большим. Под действием мощного Солнечного гравитационного поля, вращающееся вокруг него облако, приобрело уплощенную форму и разделилось на отдельные кольцевые неоднородности, отличающиеся по плотности и массе. В дальнейшем часть облачной материи присоединилась к Солнцу, а из оставшихся в результате **аккреции** (слипания и уплотнения частиц) вещества образовались сгустки планет и их спутники. Большая роль также отводится действию "солнечного ветра", который отбрасывал наиболее податливые легкие газовые компоненты в периферийную зону системы. Образованные планеты были изначально холодными телами. Их последующий разогрев произошел благодаря радиогенному теплу, гравитационной дифферен-

циации вещества и другим внутренним источникам энергии. Основным недостатком гипотезы считается малая вероятность встречи Солнца с метеоритным облаком. Еще менее вероятным представляется быстрое вращение огромной облачной массы.

В соответствии с представлениями **В.Рудника и Э.Соботовича** (1984 г.) образование Солнца и планет из газопылевого космического облака произошло под действием взрыва близко расположенной к нему сверхновой звезды. Взрыв уплотнил облако, создав этим условия для возникновения в нем центра гравитации, и придал облаку вращательное движение. Далее все развивалось по уже описанной схеме – образование Солнца из центрального сгустка и вращающихся колец вокруг него. Вещество колец преобразовалось в планетоземали, а затем и в планеты. Весь процесс был относительно скоротечным. Он занял около 100 млн. лет.

Особый интерес представляет гипотеза советского академика **В.Г.Фесенкова**. По его мнению, в образовании планетарной системы основная роль принадлежит развитию физико-химических процессов внутри Солнца. Процессы эти изменили характер ядерных реакций и температуру Солнца, а также увеличили скорость его вращения до критических значений. Часть вещества Солнца отделилась от него и образовала планетарную систему.

Характеристика гипотез приведена в сокращенном, схематическом виде, так как объем пособия не позволяет сделать это более полно. Процесс познания условий образования планетарных систем продолжается. Для этого в первую очередь необходимо глубже изучить главные особенности эволюции вещества, из которого состоит Земля и другие планеты Солнечной системы.

Контрольные вопросы

1. *Что такое Вселенная, и из каких материальных объектов она состоит?*
2. *Как образуются в космическом пространстве газопылевые туманности и облака? Что из них может возникнуть?*
3. *Охарактеризуйте основные черты строения Солнечной системы.*
4. *Каковы отличия планет земной группы от планет-гигантов?*
5. *Охарактеризуйте Землю как планету.*
6. *Охарактеризуйте Луну как спутник Земли. Почему у Луны нет осевого вращения?*
7. *Солнечная планетарная система – это уникальное для Вселенной явление?*
8. *Каким предполагается возраст Вселенной, Солнца, планет?*
9. *Приведите классификацию метеоритов по их вещественному составу.*
10. *По каким признакам произведено разделение гипотез происхождения Солнечной системы на три основные группы?*
11. *Какая из групп гипотез происхождения Солнечной системы Вам представляется наиболее обоснованной и почему?*

Глава 2. СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

В главе приведены данные о Земле как физическом теле, обладающем определенной массой, размерами, формой, строением, составом, рельефом поверхности. Указанные физические свойства Земли и оболочек, из которых она состоит, определяют все особенности, протекающих на планете геологических процессов, а также строение и интенсивность ее основных стационарных физических полей – гравитационного, теплового, магнитного. Этим обусловлена особая значимость раздела в деле усвоения всего курса общей геологии.

Содержание главы

- 2.1 Физические свойства и форма Земли**
 - Масса, размеры и общая структура Земли**
 - Давление и температура внутри Земли**
 - Форма Земли**
- 2.2 Внешние и внутренние оболочки Земли**
 - Внешние оболочки – атмосфера, гидросфера, биосфера**
 - Внутренние оболочки – ядро и мантия, астеносфера, литосфера**
 - Методы изучения внутреннего строения Земли**
 - Геолого-геофизическая модель Земли**
 - Ядро и мантия Земли**
- 2.3 Земная кора и геологические процессы**
 - Общие сведения о земной коре**
 - Понятие о геологических процессах**
 - Земная кора континентов и океанов**
 - Рельеф поверхности суши и дна океанов**
- 2.4 Физические поля Земли – гравитационное, тепловое, магнитное**

2.1 ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ФОРМА ЗЕМЛИ

МАССА, РАЗМЕРЫ И ОБЩАЯ СТРУКТУРА ЗЕМЛИ

Масса и объем планет – это их основные параметры. Они определяют все остальные физические свойства планет – давление и температуру внутри них, их общее строение, состав и внешнюю форму. Планеты, обладающие большой массой, способны с помощью своего гравитационного поля удерживать возле себя спутники, атмосферу и гидросферу. Внутри таких планет существует более высокое давление (P) и температура (T), которые определяют соответствующую направленность физико-химических преобразований вещества Земли, его агрегатное состояние и плотность. В результате под влиянием тех или иных P - T -условий и под действием собственных гравитационных полей первичный материал

планет разделяется на оболочки, отличающиеся по составу, плотности и агрегатному состоянию вещества.

Гравитационные поля изометрических объектов обладают центральной (сфероидальной) симметрией. Поэтому планеты и звезды обрели шарообразную форму. Однако в условиях осевого вращения эти космические тела приобретают уплощенную, также геометрически правильную фигуру - форму эллипсоида вращения, у которого соответственно полярный радиус меньше экваториального.

Еще одним фактором, оказывающим влияние на форму планет, является неравномерность в распределении масс в их теле, которая может возникнуть и на промежуточных этапах их существования. В результате планеты могут приобрести фигуру несколько отличную от геометрически правильной формы эллипсоида вращения.

Приведенные данные позволяют сделать два заключения общего характера:

- строение и форма планет формировались постепенно и продолжают формироваться, так как со временем изменяются параметры их осевого вращения, происходит общее охлаждение планет, внутри них не прекращаются физико-химические преобразования, сопровождающиеся перемещениями вещества и изменениями его объема;
- каждая планета приобретает свои особенности строения, несмотря на существование общих закономерностей их формирования. Это обусловлено тем, что планеты не одинаковы по своей массе и скорости вращения, находятся на разных расстояниях от Солнца.

МАССА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ. Согласно расчетам шарообразное тело планеты имеет следующие параметры:

- **масса** – $5,98 \cdot 10^{21}$ т;
- **средний радиус** – 6371 км;
- **объем** – $1,83 \cdot 10^{12}$ км³;
- **площадь поверхности** – 512 млн. км².

ОБЩАЯ СТРУКТУРА ЗЕМЛИ. В первом приближении планета состоит из трех основных оболочек:

- воздушной - **атмосферы**;
- водной - **гидросферы**;
- твёрдокаменной, состоящей из трех самостоятельных оболочек или геосфер: **земной коры, мантии (верхней и нижней) и ядра Земли (внешнего и внутреннего).**

Выделяется также специфическая оболочка – **биосфера**, в пределах которой происходит развитие органической жизни. Она занимает верхнюю часть земной коры и гидросферы, а также нижнюю часть атмосферы.

Атмосферу, гидросферу и биосферу относят к **внешним** оболочкам Земли, а земную кору, мантию и ядро – к **внутренним**.

Кроме названных геосфер, обладающих массой и занимающих пространство, в структуру планеты входят и так называемые **физические поля Земли – гравитационное, тепловое, магнитное**, которые существуют в определенном пространстве, но не обладают массой.

ДАВЛЕНИЕ И ТЕМПЕРАТУРА ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Давление и температуру в центральных частях планеты прямыми методами установить невозможно. Сведения о них получены путем расчетов, основанных на косвенных данных и научных предположениях.

ДАВЛЕНИЕ. С глубиной давление возрастает, так как создается оно весом вышележащих горных пород. Такое давление (**P**) называется **литостатическим**. Для его расчета помимо глубины (**H**) необходимо располагать сведениями о **плотности** вышележащих пород (γ) и изменениях величины **силы тяжести** вдоль земного радиуса. В общем случае $P = \gamma \cdot H$.

ПЛОТНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД с глубиной увеличивается во много раз (рис. 1.2). Вблизи поверхности плотность в среднем составляет $2,5 \text{ г/см}^3$, в центре Земли $12,5 \text{ г/см}^3$, а по данным более поздних исследований – до 18 г/см^3 . На графике видно как неравномерно происходит увеличение плотности, особенно на глубине 2900 км. Здесь отмечается скачок показателя от $5,6$ до $9,7 \text{ г/см}^3$. На этой глубине располагается граница между мантией и ядром Земли, состоящим, как предполагают, из железо-никелевого сплава. Для сравнения – плотность железа на поверхности Земли $7,8 \text{ г/см}^3$.



Рис. 1.2. Характер изменений показателей плотности вещества, ускорения свободного падения, давления и температуры внутри Земли

СИЛА ТЯЖЕСТИ, пропорциональная ускорению свободного падения g (м/с^2), как известно, зависит от расстояния до центра тяжести Земли. На поверхности планеты g составляет $9,81274 \text{ м/с}^2$ (приблизительно $9,81 \text{ м/с}^2$). Это эталонное значение, измеренное в Потсдаме (Германия) и принятое для технических расчетов. По мере удаления от Земли сила тяжести убывает пропорционально квадрату расстояния и на уров-

не орбиты Луны становится в 400 раз меньше. В обратном направлении (вдоль радиуса Земли) g на определенных уровнях в мантии незначительно возрастает и на поверхности ядра достигает $10,81 \text{ м/с}^2$. В ядре g постепенно снижается и в центре Земли равно нулю (см. рис. 1.2).

ДАВЛЕНИЕ ВНУТРИ ЗЕМЛИ по сравнению с плотностью и силой тяжести нарастает более плавно (см. рис. 1.2). По расчетам на глубине 50 км оно составляет около 13 т/см^2 , то есть 13 тыс. атмосфер, на границе ядра – 1300, а в центре Земли почти 4000 т/см^2 . Такое давление может изменить структуру вещества на атомном уровне и увеличить его плотность, что и происходит в действительности.

ТЕМПЕРАТУРА ВНУТРИ ЗЕМЛИ. О тепловом режиме земных недр до глубины 10 – 20 км судят по замерам температуры горных пород в скважинах и шахтах. Глубже – до 100 – 150 км – по температуре магмы, которую извергают вулканы. Представление о температуре на более глубоких уровнях, вплоть до центра Земли, получены в результате расчетов.

С глубиной температура растет. Для оценки скорости (темпа) нарастания используют два параметра – **геотермический градиент** ($^{\circ}\text{C/м}$), показывающий на сколько увеличивается температура при углублении на единицу длины; и **геотермическую ступень** ($\text{м/}1^{\circ}\text{C}$) – обратную величину – показывающую через сколько метров глубины температура возрастает на 1°C . В среднем на Земле геотермический градиент составляет около 3°C на каждые 100 м, а геотермическая ступень – соответственно $33 \text{ м/}1^{\circ}\text{C}$.

Однако такие показатели могут быть приняты лишь до глубины 20 – 30 км. Глубже темп нарастания температуры снижается. На это указывает сравнение температурных показателей на глубине 100 км, полученных расчетным способом (ступень $33 \text{ м/}1^{\circ}\text{C}$) и измеренных при извержении магмы с этой глубины. Расчетная температура (3000°C) оказалась в два раза больше действительной (около $1300 - 1500^{\circ}\text{C}$).

По расчетам в интервале глубин от 0 до 200 км температура в целом нарастает следующим образом (табл.1.2).

Таблица 1.2
Средняя температура для разных глубин Земли

Глубина, км	20	40	60	80	100	200
Температура, $^{\circ}\text{C}$	550	800	1050	1200	1350	1700

В расчетах температур на глубоких уровнях, вплоть до центра Земли, во внимание принимается давление, состав и агрегатное состояние вещества. Известно, что температура плавления вещества возрастает по мере роста давления, под которым оно находится. Таким образом, каким быть веществу – твердым или жидким – зависит от соотношения величины давления и температуры. То, что внешнее ядро Земли

состоит из железа и находится в расплавленном состоянии, позволило рассчитать его температуру на заданных глубинах. На границе ядра и мантии (2900 км) она составляет около 3700 °С, а на границе с твердым внутренним ядром (5000 км) – около 4300 °С. Предполагают, что в центральных частях внутреннего ядра температура может достигать 5000 °С.

Считается, что основными источниками внутреннего тепла Земли является так называемое **остаточное тепло**, сохранившееся со времени формирования планеты; и **радиоогенное тепло**, образующееся при распаде радиоактивных элементов, которые содержатся во всех оболочках Земли. Наибольшее количество их в земной коре и мантии. Дополнительным источником энергии являются экзотермические превращения и тепло от внутреннего трения, возникающее в результате гравитационного взаимодействия Земли с Луной и Солнцем.

ФОРМА ЗЕМЛИ

Под формой или фигурой Земли понимается общая конфигурация ее тела, образованная поверхностью суши и воды в океанах.

В наше время все знают, что Земля имеет шарообразную форму. Об этом первым заявил древнегреческий философ Аристотель (384-322 гг. до н. э.). Сущность лунных затмений он объяснял тенью Земли, которую она отбрасывает на Луну. В XVIII ст. английским физиком И. Ньютоном доказано, что в результате совместного действия гравитационных и центробежных сил, возникающих при вращении планеты, Земля должна сплющиваться в направлении оси ее вращения. Это положение явилось основой для последующих исследований формы планеты.

ЗЕМЛЯ КАК СФЕРОИД. В результате измерений установлено, что полярный радиус Земли меньше экваториального на 21,38 км ($R_p=6356,78$ км, $R_э=6378,16$ км). Такая фигура планеты получила название **эллипсоид вращения** или **сфероид**. Величина сжатия с полюсов земного сфероида составляет относительно небольшую величину:

$$a=(R_э-R_p)/R_э=1/298.$$

Поверхность земного сфероида условно разделена сетью меридианов и параллелей, что позволяет определять плоские географические координаты любой точки на местности, выраженные в угловых величинах (градусах, минутах и секундах) или в единицах длины (километрах и метрах).

Более подробная разграфка сфероида параллелями и меридианами позволила разработать так называемую **номенклатуру карт**, в соответствии с которой карты различного масштаба для любой местности имеют соответствующие буквенные и цифровые обозначения, а также координаты ограничивающих их рамок.

Последующие точные измерения радиусов Земли показали, что форма ее имеет более сложную конфигурацию и не полностью совпадает с геометрически правильным эллипсоидом вращения.

ЗЕМЛЯ КАК ГЕОИД. Современные измерения лазерными приборами со спутников показали, что поверхность воды в океанах плавно изгибается. В одних регионах она располагается выше, а в других ниже, образуя своеобразные возвышения и впадины с отклонениями от среднего высотного уровня до 100 – 200 м. В то же время очевидно, что вектор силы тяжести в любой точке океана направлен перпендикулярно к его водной поверхности. Такое сочетание фактов возможно только в том случае, если предположить, что векторы силы тяжести в пределах указанных возвышений и впадин направлены не точно к центру тяжести Земли, а по каким-то причинам отклоняются от этого направления. Исследователи установили такую причину – это неравномерное распределение масс в верхней мантии и земной коре. Более плотные массы отклоняют векторы в свою сторону и поверхность воды, оставаясь перпендикулярной к векторам, образует возвышение над этими плотными массами. Следовательно, неровная водная поверхность океанов отражает особенности распределения масс в литосфере. Именно эта поверхность более точно оконтуривает фигуру Земли, которая называется **геоидом**. На континентах поверхность геоида в силу тех же причин располагается на несколько десятков метров выше, чем в океанах.

Таким образом, **геоид – это поверхность, отражающая гидростатически уравновешенное состояние вращающейся Земли с соответствующим неравномерным распределением масс внутри нее.**

Именно поверхность геоида принята в качестве уровня, от которого производят измерения высоты любой заданной точки на Земле со знаком «+» или «-». Это и есть так называемый **«уровень океана»** (моря) или **нулевая поверхность**. Полученные в результате измерений значения высот называются **"абсолютными отметками"** (Z , м). Они применяются везде, где необходимы подобные измерения – в геодезии, строительстве, горном и военном деле, геологии.

Формы сфероида и геоида образованы плавными поверхностями с большими радиусами кривизны, которые не совпадают с действительной, так называемой **физической поверхностью** твердого тела Земли, которая образована всеми неровностями земной коры и отражает **рельеф Земли** (рис.1.3).

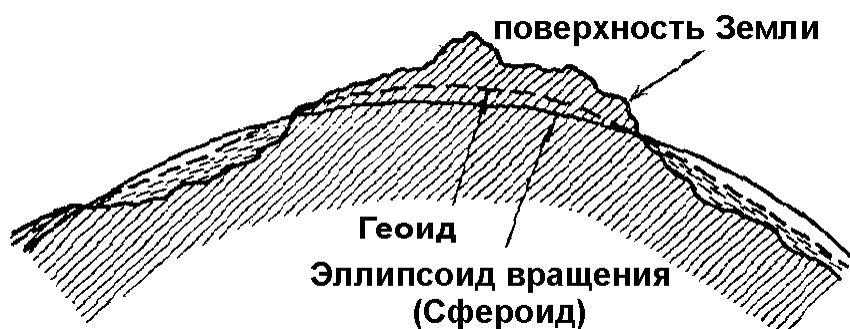


Рис.1.3. Схема, отражающая соотношение поверхностей геоида, сфероида и поверхности земной коры (рельефа)

2.2. ВНЕШНИЕ И ВНУТРЕННИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

ВНЕШНИЕ ОБОЛОЧКИ

Атмосфера, гидросфера и биосфера играют важнейшую роль в формировании земной коры. Воздушные массы, воды и льды, из которых состоят эти оболочки, находятся в состоянии непрерывного движения под действием солнечной и гравитационной энергии, а также **сил Кориолиса**, возникающих вследствие осевого вращения планеты. Поэтому внешние оболочки постоянно механически и химически взаимодействуют между собой и с земной корой. В результате этого взаимодействия горные породы земной коры разрушаются, из продуктов разрушения образуются толщи осадочных пород и почвы, а также формируются разнообразные формы рельефа на Земле. Этим определяется необходимость знания основных физико-химических характеристик внешних геосфер и понимания их роли в эволюции Земли.

Внешние геосферы – это непрерывно развивающиеся оболочки. При этом первой на Земле возникла атмосфера, состоящая вначале из вулканических газов. Затем, когда температура на поверхности Земли снизилась и из атмосферы стала конденсироваться вода, начала образовываться первичная гидросфера. Впоследствии зародилась жизнь на Земле.

Образование и развитие внешних геосфер стало возможным благодаря большой массе Земли, создающей силы притяжения достаточные для длительного удержания вблизи планеты достаточного количества атмосферных газов и влаги.

АТМОСФЕРА. Это воздушная оболочка Земли, имеет массу около $5,15 \cdot 10^{15}$ т, что составляет примерно 0,00009 % массы Земли. Большая часть (90 %) массы воздуха сосредоточена в нижнем слое высотой до 16 км. Слой, расположенный выше 100 км, содержит лишь одну миллионную долю массы атмосферы.

СОСТАВ АТМОСФЕРЫ представлен смесью газов, паров воды, твердых частиц и микроорганизмов. До высоты 100 км соотношение основных газов изменяется незначительно – в сухом чистом воздухе содержится около 78 % **азота**, 21 % **кислорода** и 1 % **аргона**. Сотые, тысячные и миллионные доли процента составляют **углекислый газ, водород, гелий, неон**. Особое место в составе атмосферы занимает пыль космического и индустриального (техногенного) происхождения. Переменными компонентами являются озон радиационного происхождения, а также техногенные газы SO_2 , NO_2 , NH_3 .

Важной составной частью атмосферы с точки зрения воздействия ее на геологические процессы является **атмосферная влага**. Испарение воды с поверхности суши и водоемов в атмосферу представляет собой процесс естественной дистилляции. Содержание водяного пара в

воздухе зависит от температуры. Так, при температуре $+30^{\circ}\text{C}$ в 1 м^3 воздуха может находиться до 30 г пара, при температуре $+10^{\circ}\text{C}$ – до 8 г, а при -30° – всего до 0,3 г. Так как в нижнем слое воздуха температура понижается с высотой, количество водяного пара при удалении от поверхности Земли быстро убывает. При этом, как только относительная влажность достигает 100 %, пар начинает конденсироваться вокруг ядер конденсации – пылинок, дыма, микроорганизмов – с образованием облаков и тумана.

Выше 100 км состав воздуха начинает меняться – растет доля легких газов, и на очень больших высотах преобладают гелий и водород. Здесь же под действием жесткого коротковолнового излучения, идущего от Солнца, часть молекул разлагается на атомы и ионы.

СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ достаточно сложное – в целом слоистое (оболочечное), обусловленное изменениями состава воздуха, его температуры и степени ионизации газов.

Атмосферу разделяют на три основных слоя: **тропосферу, стратосферу, ионосферу**. Промежуточный слой над тропосферой называют **тропопаузой**, а над стратосферой – **стратопаузой** (рис. 1.4).

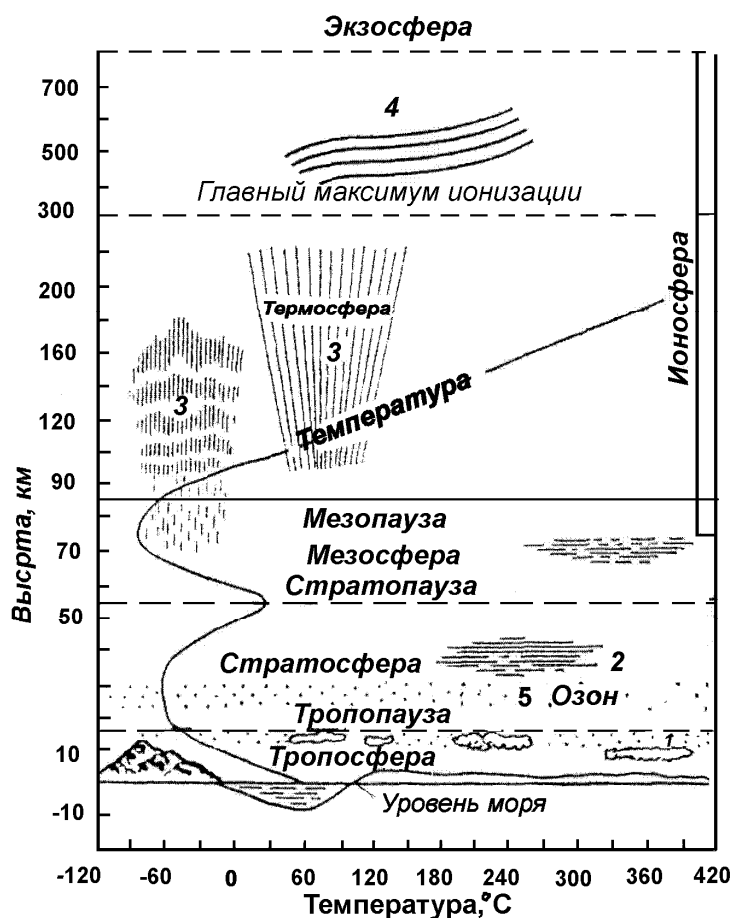


Рис. 1.4. Атмосфера в вертикальном разрезе:

облака разных типов:

1 – конвекции и перистые, 2 – перламутровые; полярные сияния в ионосфере: 3 – нижней, 4 – верхней; 5 - слой наибольшей концентрации озона

Тропосфера имеет мощность 8-12 км над северными широтами и до 17 км в приэкваториальной зоне. С высотой температура воздуха понижается в среднем на 6°C через каждый километр и падает до -60°C у верхней границы слоя.

Стратосфера простирается до высоты 50-53 км. Воздух в стратосфере разрежен и нагрет непосредственно солнечными лучами (температура от -10 до $+10^{\circ}\text{C}$). В пределах стратосферы находится **ОЗОНОВЫЙ СЛОЙ** мощностью 25-30 км,

средственно солнечными лучами (температура от -10 до $+10^{\circ}\text{C}$). В пределах стратосферы находится **ОЗОНОВЫЙ СЛОЙ** мощностью 25-30 км,

который поглощает большую часть ультрафиолетового излучения Солнца, губительного для живых организмов.

Ионосфера включает три оболочки: **мезосферу, термосферу и экзосферу**. Мощность мезосферы 25-30 км, температура здесь падает до $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$. В этой части атмосферы образуются так называемые серебристые облака. В термосфере температура вновь повышается и на высоте 400 км достигает $1000-2000\text{ }^{\circ}\text{C}$. Экзосфера характеризуется высокой температурой (около $2000\text{ }^{\circ}\text{C}$) и крайним разрежением воздуха. Вся зона ионосферы состоит из ионизированного под воздействием ультрафиолетового излучения воздуха, обладающего электропроводимостью. Верхняя граница атмосферы находится на высоте 1300 км. Выше состав атмосферы приближается к составу межпланетного пространства.

ПОГОДА И КЛИМАТ зависят от состояния атмосферы и температурных условий. Воздушные массы атмосферы находятся в постоянном движении, вызванном неодинаковым нагревом их на разных широтах Земли, наличием материков и океанов, а также действием сил Кориолиса. В результате возникают периодически и постоянно дующие ветры (**бризы, муссоны, пассаты**), а также вращающиеся воздушные структуры - **циклоны и антициклоны**. Воздушные потоки переносят влагу, пыль и существенно влияют на изменения температуры в различных областях поверхности Земли.

Все многообразие явлений в тропосфере определяет погоду и климат. **Погода** – это физическое состояние атмосферы, характеризующееся направлением и силой ветра, температурой, атмосферным давлением, влажностью. Многолетний режим погоды, свойственный определенным физико-географическим условиям на Земле называется **климатом**.

В зависимости от влажности и температурных условий различают климаты: **гумидный** – влажный, с умеренной или высокой температурой, свойственный тропическим зонам и прилегающим областям; **аридный** – сухой жаркий климат пустынь и сухих степей; **инвальный** – влажный и холодный климат полярных и высокогорных областей. Кроме того, выделяют **умеренно-влажный и тропический** типы климата.

ГИДРОСФЕРА. Верхняя граница гидросферы определяется уровнем воды открытых водоемов и поверхностью земной коры. Нижняя граница довольно неопределенная и, вероятно, соответствует температурному уровню в земной коре, при котором вся вода в условиях высоких температур переходит в газообразное состояние (критическая температура воды).

В составе гидросферы выделяют четыре основных типа природных вод, отличающихся по условиям залегания, составу и физическим свойствам:

- **океаносфера** (воды морей и океанов);
- **воды суши**;
- **ледники**;
- **подземные воды**.

Общая масса гидросферы не превышает 0,025 % массы Земли. Количество океанических вод оценивается в 1370 млн. км³ (86,5 %), вод суши – 0,5 млн. км³, объем материковых льдов около 22 млн. км³, подземных вод – 196 млн. км³.

Любые воды гидросферы Земли в той или иной степени минерализованы и могут рассматриваться как природные растворы. В отличие от атмосферы в гидросфере проявляется горизонтальная неоднородность (зональность): воды суши в основном пресные, а океанов и морей – соленые. Большая часть вод суши образуется за счет атмосферных осадков, которые отличаются минимальной минерализацией.

Под влиянием неравномерного распределения солнечного тепла на Земле воды гидросферы находятся в постоянном движении – **круговороте**. Вода в виде паров, атмосферных осадков, речного стока, течений в океанах перемещается на большие расстояния. Находясь в атмосфере, она максимально насыщается свободным кислородом и затем расходует его, соприкасаясь с горными породами земной коры. В процессе круговорота в единую систему связываются все воды гидросферы, а также осуществляется тесная связь природных вод с атмосферой, земной корой и живым веществом планеты.

Растворенные в воде вещества активно участвуют в химических реакциях, протекающих в гидросфере, а также при взаимодействии ее с атмосферой, земной корой и биосферой. Поэтому гидросфера, как и атмосфера, – действующая сила и среда, в которой осуществляются экзогенные геологические процессы.

БИОСФЕРА. Биосфера охватывает ту часть пространства, где существует органическая жизнь. Современная биосфера включает в себя практически всю гидросферу, верхнюю часть земной коры и нижнюю часть атмосферы до ее озонового слоя.

Живое вещество Земли по своей массе ($2,4 \cdot 10^{12}$ т) составляет небольшую часть в сравнении с любой из внешних оболочек планеты. Но по своему активному воздействию на окружающую (геологическую) среду оно стоит на первом месте и качественно отличается от других внешних оболочек.

По способу питания и отношению к внешней среде различают организмы **автотрофные**, потребляющие в процессе жизнедеятельности неорганические минеральные вещества, и **гетеротрофные**, питающиеся другими организмами или их остатками. Большинство организмов **аэробные** - живущие в среде с присутствием воздуха. Значительно меньшая часть, преимущественно микроорганизмы, относится к **анаэробным**, обитающим в бескислородной среде.

Основу живого вещества составляет углерод, дающий бесконечное количество разнообразных химических соединений. Кроме углерода, наиболее распространены в живой природе кислород, водород и азот. Остальные химические элементы составляют относительно небольшую

часть органических веществ, но при этом играют важную роль в физиологии организмов.

Основная масса органического вещества сосредоточена в зеленых растениях, использующих энергию солнечных лучей для построения своих организмов. Этот процесс естественного построения органических веществ называется **фотосинтезом**. Он вовлекает в кругооборот огромные массы вещества Земли, определяя высокий кислородный потенциал ее атмосферы и биосферы в целом.

С химической точки зрения фотосинтез – это окислительно-восстановительная реакция: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + \text{O}_2$. В результате этой реакции за счет поглощения растениями углекислоты и воды синтезируется органическое вещество и выделяется свободный кислород. В планетарном масштабе ежегодно в биосфере Земли образуется 266 млрд. т свободного кислорода. При этом главным генератором кислорода является биомасса Мирового океана.

После гибели организмов происходит процесс, обратный фотосинтезу – **разложение мягких тканей органического вещества путем их окисления** и образование продуктов разложения. Этот процесс в пределах земного шара находится в состоянии динамического равновесия с фотосинтезом, поэтому общее количество биомассы на Земле остается относительно постоянным.

ВНУТРЕННИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ

В твердом теле Земли исследователи выделяют несколько оболочек, отличающихся одна от другой по составу, агрегатному состоянию их вещества и другим физическим особенностям. Такие данные были получены в результате применения в основном специальных геофизических методов.

В разделе рассматриваются различные методы изучения внутреннего строения Земли и их результаты, даются методы изучения внутреннего строения Земли, характеристика ядра Земли, ее мантии и коры.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ. Методов изучения состава и строения твердого тела Земли много и каждый из них характеризуется определенным уровнем достоверности. Все методы условно можно разделить на три основных направления:

- **-геолого-съёмочное;**
- **-геофизическое;**
- **-глубинного сейсмического зондирования.**

ГЕОЛОГО-СЪЕМОЧНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ включает различные методы непосредственного изучения и опробования горных пород в их естественных обнажениях на поверхности, а также по образцам, взятым в горных выработках и скважинах. Информация, полученная таким путем, является наиболее достоверной. Однако такими исследованиями могут быть охва-

чены лишь самые верхние слои Земли, так как глубина большинства скважин не превышает 5 км. Отдельные, так называемые сверхглубокие скважины, пробуренные специально для изучения верхних частей Земли, проникли на глубину 10 и немногим более километров. Самая глубокая из таких скважин на Кольском полуострове (12 км 262 м).

Обобщение результатов наблюдений в виде геологических карт и разрезов позволяет получить представление о строении Земли до глубин 10 – 20 км. Дополнительную информацию может дать изучение продуктов извержения действующих и потухших вулканов, магматические очаги которых располагаются на глубинах до 100 км.

ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ объединяет косвенные методы. Они, как отмечалось ранее, позволяют с помощью приборов изучать различные параметры физических полей Земли и по их отклонениям от нормальных значений (аномалиям) судить о строении, составе и агрегатном состоянии всех неоднородностей в теле планеты, вплоть до ее центральных областей.

Однако данные геофизических методов допускают неоднозначные толкования и в целом их надежность с глубиной уменьшается. Несмотря на это, геофизические методы – это пока единственная возможность получить сведения о том, что происходит внутри Земли.

Среди геофизических методов наиболее широкое распространение получили сейсмические методы, основанные на изучении скоростей распространения в Земле упругих колебаний – **сейсмических волн**. Раздел геофизики, изучающий эти волны, называется **сейсмологией**.

С помощью сейсмических методов производится выявление газонефтяных структур и других месторождений, устанавливаются особенности геологического строения отдельных участков земной коры. Принципы сейсмологии положены также в основу **метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ)**, применяемого для изучения внутреннего строения Земли. Описание этого метода лучше начать с характеристики сейсмических волн.

Сейсмические волны возникают и распространяются в результате мгновенного выделения энергии при землетрясениях, падении метеоритов, ядерных и обычных взрывах. Время или момент прихода сейсмических волн к наблюдателю, их интенсивность и другие особенности фиксируются и записываются приборами – сейсмографами, работающими в автоматическом режиме.

Сейсмические волны – это распространяющиеся в горных породах обратимые деформации в виде упругих колебаний среды. Колебания распространяются во все стороны от их источника и уже через 20 минут достигают противоположной точки земного шара. По существу, сейсмические волны – это низкочастотные звуковые волны в твердом упругом теле Земли. Волны делятся на **объемные и поверхностные**. Первые проходят через весь объем планеты, а вторые распространяются только вдоль ее поверхности.

Для изучения строения Земли важны объемные волны. Закономерности их распространения во многом идентичны световым лучам в прозрачных средах. Они также отражаются и преломляются на границе сред с разной плотностью. Объемные волны разделяются на **продольные (волны сжатия) и поперечные (волны сдвига)** (рис. 1.5).

В среднем скорость распространения продольных волн в 1,7 раза больше скорости поперечных. Соответственно скорость первых может достигать 13,8 км/с, а вторых лишь 7,3 км/с. Поверхностные волны распространяются с наименьшей скоростью (до 4,5 км/с) и по своей природе также являются поперечными – волнами сдвига.

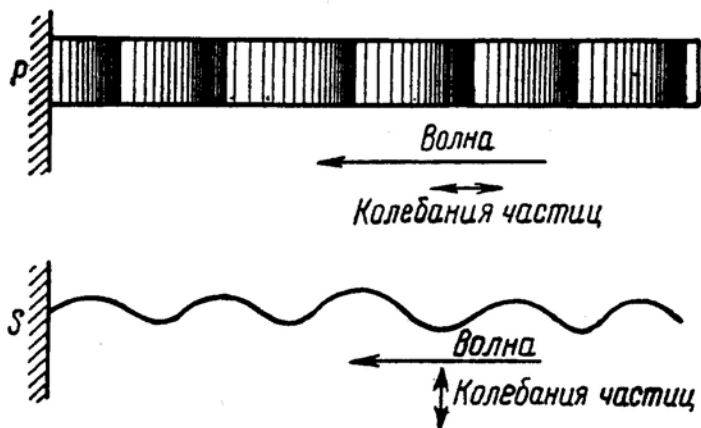


Рис. 1.5. Схема прохождения продольных и поперечных сейсмических волн:

P – продольные волны в металлическом стержне, возникающие при ударе молотком; S – поперечные волны, возникающие при колебании струны

В связи с этим к сейсмоприемникам первыми приходят продольные волны. Поэтому их называют первичными и обозначают символом **P** (англ. *primэри* - первичный). Поперечные – вторичные волны **S** (англ. *секондэри* - вторичный). Поверхностные – волны Рэлея **L**.

Согласно теории скорость объемных сейсмических волн (V_p и V_s) пропорциональна модулю упругости K и модулю сдвига μ среды и обратно пропорциональна ее плотности ρ . Однако фактически скорости увеличиваются в более плотных, глубокозалегающих оболочках Земли. Это несоответствие объясняется более быстрым увеличением с глубиной указанных модулей. Следовательно, по величинам V_p и V_s можно косвенно судить о плотности вещества внутри планеты.

В жидкостях и газах модуль сдвига равен нулю. Поэтому через эти среды поперечные волны пройти не могут. Эта особенность позволила установить, что внешнее ядро Земли находится в жидком агрегатном состоянии.

Метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) – это ведущий геофизический метод в изучении строения Земли. В основе его лежит анализ условий прохождения сейсмических волн во внутреннем пространстве планеты. В результате определяется плотность вещества, его агрегатное состояние, границы основных оболочек Земли и различные неоднородности в них. Сущность метода заключается в согласованных во времени действиях между пунктом взрыва и сейсмостанциями, регистрирующими различные параметры, характеризующие условия прохождения сейсмических волн.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ. Наиболее совершенной моделью Земли, полученной при использовании ГСЗ, признана **модель Гутенберга – Буллена** (рис. 1.6). Границы (разделы) I-го порядка в ней определяются по резким скачкам в скоростях распространения сейсмических волн. Такие границы существуют между главными оболочками Земли – корой и мантией (**раздел Мохоровичича**), мантией и ядром (**раздел Вихерта – Гутенберга**). Разделы II-го порядка ограничивают внутренние неоднородности в пределах коры, мантии и ядра. Они соответствуют уровням, на которых меняются производные от скоростей распространения сейсмических волн, т. е. от интенсивности их ускорения или замедления.

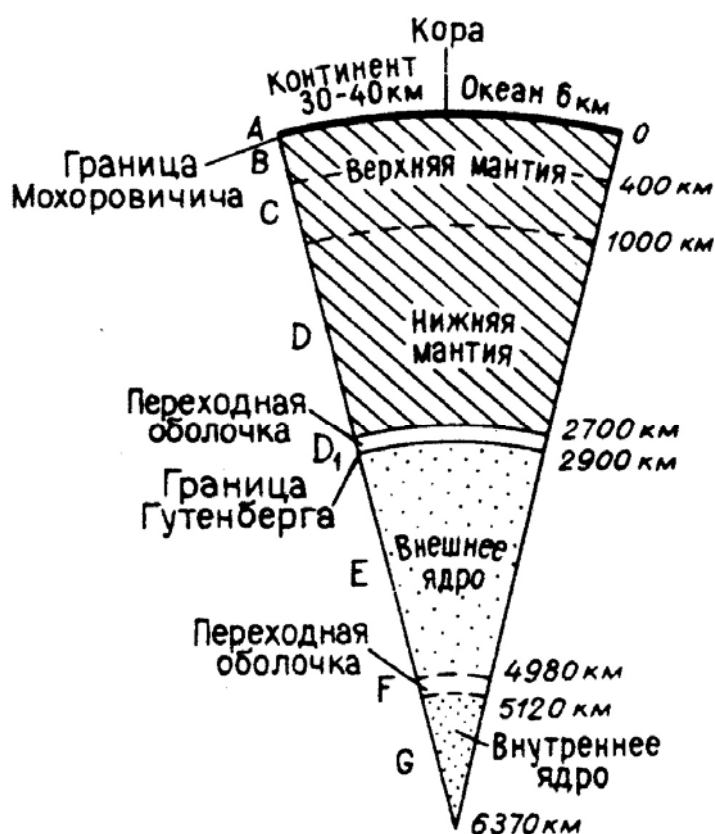


Рис. 1.6. Оболочки Земли, выделенные по распространению сейсмических волн (модель Гутенберга-Буллена)

ЯДРО И МАНТИЯ ЗЕМЛИ. В таблице 1.3 приведены данные, характеризующие внутренние геосферы для модели Гутенберга-Буллена – интервалы глубин, которые они занимают, их вещественный состав, агрегатное состояние, а также некоторые физические параметры – плотность, давление, температуру.

ЯДРО - это внутренняя, наиболее плотная оболочка, состоящая из так называемого **внешнего и внутреннего ядра**.

Для внешнего ядра характерно резкое снижение скорости распространения продольных волн (с 13,6 до 8,1 км/с) и затухание поперечных, а также появление высокой электропроводности. Все это свидетельствует об изменении агрегатного состояния вещества внешнего ядра. Полагают, что оно находится в состоянии приближающемся к жидкому.

В пределах внутреннего ядра скорость продольных волн вновь резко возрастает, что говорит о твердом состоянии его вещества. Многие исследователи допускают, что в условиях высокого давления происходит деструкция вещества во внутреннем ядре, и оно находится в металлизированном или плазменном состоянии. Химический состав внешнего и внутреннего ядра по наиболее утвердившейся версии приблизительно одинаков – железоникелевый, близкий видимо к составу железных

Таблица 1.3

Характеристика внутренних оболочек Земли для модели Гутенберга-Буллена

Внутренние оболочки Земли (геосферы)	Зоны	Интервал глубин, км	Предел изменения плотности, г/см ³	Скорости волны, км/с		Давление, МПа	Температура, °С	Агрегатное состояние	Вещественный состав	
				Продольной v_p	Поперечной v_s					
Земная кора	A	0 - 33	2,5 – 3,3	5,5 – 7,4	3,2–4,3			твердое	Все известные минералы. Преобладают Si и Al	
Мантия	Верхняя	B	33-410	3,3 – 3,65	7,9-9,0	4,5-5,0	2000	>1000	твердое ¹	Минералы – оливин, пироксены, гранаты
	Переходный слой	C	410-1000	3,65 – 4,68	9 – 11,4	5,0 – 6,4			твердое	Преобладают – SiO ₂ , MgO.
	Нижняя	D	1000 - 2900	4,68 – 5,69	11,4 – 13,6	5,4 – 7,3	140000	2500 - 3000	твердое	Присутствуют FeO, Al ₂ O ₃ , CaO
Ядро	Внешнее	E	2900 - 4980	9,4 – 11,5	8,1 – 10,4	---			жидкое	Сплав Fe и Ni (?)
	Переходная зона	F	4980 - 5120	11,5 – 12,0	10,4 – 9,5	---			твердое	
	Внутреннее	G	5120 - 6370	12,0 – 12,3	11,2 – 11,3	---	400 000	6 000	твердое	

¹ В астеносфере – полужидкое

метеоритов. По преобладающим в их составе никелю и железу эту оболочку называют устаревшим определением – «нифе».

МАНТИЯ состоит из трех оболочек – **нижней, верхней мантии** и переходной между ними зоны. Вместе они образуют самую крупную геосферу Земли, заключенную между поверхностью Мохоровичича (раздел Мохо, или М) сверху и границей Вихерта-Гутенберга снизу. Масса мантии составляет около 2/3 массы Земли. В вопросе о составе мантийного вещества единого мнения не существует.

Верхняя мантия характеризуется сложным строением. Оно обусловлено наличием в ней, так называемой **астеносферы** или "геосферы без прочности". В пределах астеносферы отмечается уменьшение скоростей сейсмических волн, что может быть вызвано размягченным, пластичным состоянием ее вещества. Под океанами астеносфера занимает интервал глубин примерно от 50 до 400, а под континентами от 80 до 270 км.

Астеносфера, по мнению ученых, обуславливает подвижность всей твердой оболочки, которая залегает на ней. Это объясняется тем, что отдельные части (блоки) указанной оболочки, включающей земную кору и часть верхней мантии, в полужидкой астеносфере имеют возможность «тонуть», «всплывать» или смещаться в сторону – в зависимости от уменьшения или увеличения их плотности, изменения условий вращения Земли (ротационных условий) или направления так называемых конвекционных потоков вещества в самой астеносфере. В результате таких тектонических движений на Земле формируются впадины (моря), которые постепенно заполняются многокилометровыми толщами осадочных пород или, наоборот, создаются горные сооружения, а также возникают магматические процессы и землетрясения. Описываемая подвижная твердая оболочка, залегающая на астеносфере, называется **литосферой** (греч. *литос* – камень) (рис. 1.7).

Нижняя мантия по сейсмическим характеристикам относительно однородная. В зоне **D** скорость волн остается практически постоянной до раздела Вихерта-Гутенберга.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВСЕЙ МАНТИИ изучен на основании анализа магматических пород, которые предположительно образовались из мантийного вещества и впоследствии тектоническими движениями были подняты в верхние горизонты земной коры.

В среднем основную часть (97,7%) этих пород составляют 5 окислов: SiO₂ (45,2 %), MgO (37,5 %), FeO (8,4 %), Al₂O₃ (3,5 %), CaO (3,1 %). Содержание окислов Na, K, Ti, Mn не превышает 0,1 – 0,4 %. В составе преобладают Si и Mg, поэтому эту геосферу сокращенно называют «си-ма». С точки зрения петрографии верхняя мантия сложена железомagneзиальными минералами – оливином, пироксенами, гранатами, что соответствует составу глубинных магматических пород – перидотитов. В переходной зоне и нижней мантии такие минералы в условиях высокого

давления существовать не могут. Здесь они находятся в виде соответствующих окислов, имеющих по сравнению с минералами более плотную упаковку атомов в своей структуре.

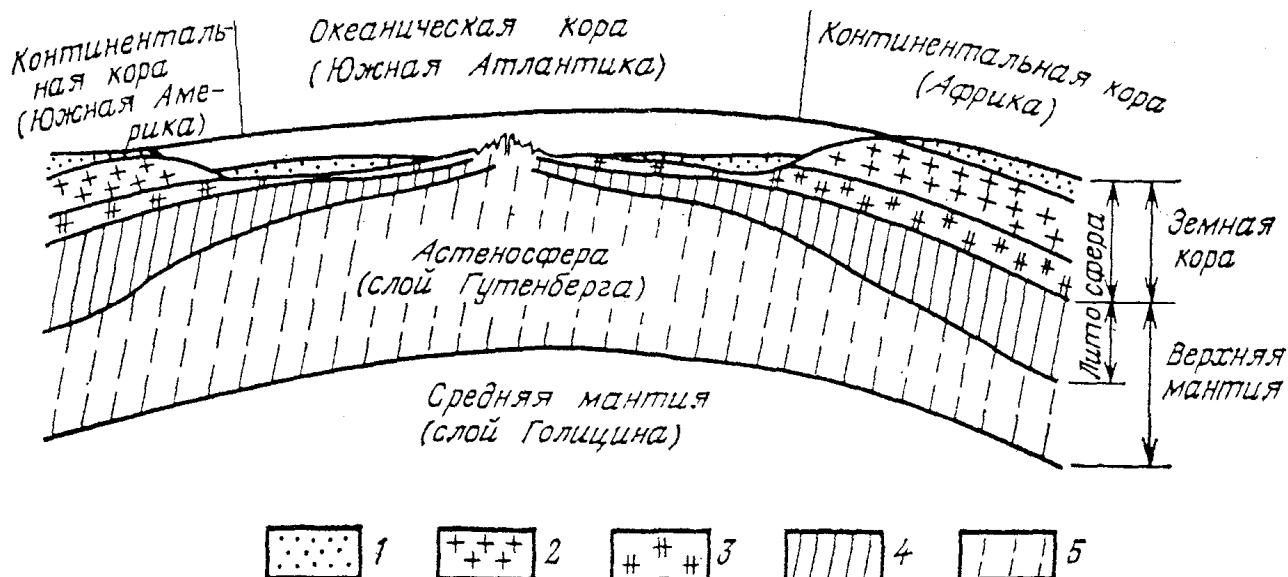


Рис.1.7. Схема, показывающая соотношение земной коры, литосферы и астеносферы в разрезе:

1 – осадочный слой, 2 – гранитный слой континентальной коры, 3 – базальтовый слой континентов и океаническая кора, 4 – подкорковая часть литосферы, 5 – астеносфера

2.3. ЗЕМНАЯ КОРА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМНОЙ КОРЕ. Земная кора по своему строению является наиболее сложной геосферой. Она образована разнообразными геологическими (геодинамическими) процессами, которые непрерывно осуществлялись на протяжении последних 4,5 млрд. лет. Изучение земной коры без представления о геологических процессах, создавших ее, не может быть продуктивным. В связи с этим для лучшего понимания структуры земной коры представим самую общую схему ее становления на континентах, основанную на фактических данных о составе и возрасте горных пород, из которых она состоит.

Образование земной коры началось после того, как температурные условия на Земле позволили изливающейся на ее поверхность базальтовой магме остывать и превращаться в первые на планете, то есть древнейшие, магматические породы.

Как отмечалось в 2.2, активная вулканическая деятельность на Земле привела также к образованию первичной атмосферы, а затем и гидросферы, так как в составе вулканических газов содержится большое количество водяных паров.

Физическое и химическое воздействие атмосферы и гидросферы на магматические породы приводило к разрушению, разложению и рас-

творению этих пород с образованием твердых и растворимых продуктов. Эти продукты накапливались в понижениях рельефа и на дне водоемов и превращались в разнообразные осадочные породы – глинистые, песчаные, карбонатные, соленосные.

Непрерывные магматические и осадкообразовательные процессы обусловили постепенное увеличение мощности земной коры. Нарастание ее происходило одновременно и сверху и снизу. Сверху – потому что все последующие излияния магмы на поверхность Земли и новые осадки накладывались на более древние, а снизу – за счет базальтов, образующихся в результате деления мантийного вещества.

С увеличением мощности земной коры ее срединная часть оказалась на достаточной глубине в условиях высокого давления и температуры. Здесь самые древние магматические и осадочные породы в новых для них условиях постепенно перекристаллизовывались, частично расплавились и превращались в метаморфические и новые магматические породы. Так в средней части земной коры сформировался интервал, состоящий из сложного сочетания метаморфических и магматических пород.

Такова очень упрощенная схема формирования земной коры, которая, тем не менее, объясняет сущность, соотношение и направленность основных геологических процессов. Эта схема позволяет также понять и общие закономерности в строении земной коры континентов, которые заключаются в следующем:

- земная кора состоит из трех основных интервалов (слоев): верхнего – осадочного; среднего, состоящего из метаморфических; и разнообразных магматических пород, и нижнего – базальтового (рис. 1.8);
- сложность строения земной коры и разнообразие слагающих ее пород неуклонно возрастают от нижнего базальтового ее слоя к верхним слоям.

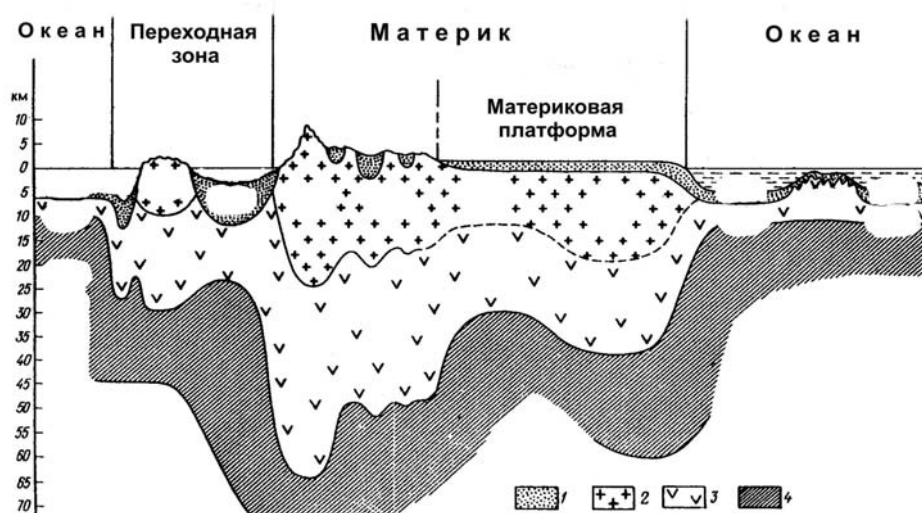


Рис. 1.8. Основные типы строения земной коры и ее главные структурные элементы (по В.Е. Хаину):

1 – осадочный слой, 2 – гранитный слой, 3 – базальтовый слой, 4 – верхняя мантия

ПОНЯТИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Особенностью геологических процессов, сформировавших земную кору, является их многообразие, обусловленное одновременным участием в них многих природных факторов. Поэтому эти процессы отличаются по месту своего проявления, масштабам, скорости, общей продолжительности, периодичности, направленности и многим другим признакам. Общие представления о геологических процессах, прежде всего, должны включать сведения об источниках энергии этих процессов и их классификации.

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. Энергия и силы, приводящие в действие те или иные геологические процессы, имеют как внутриземное происхождение, так и стороннее. Главными источниками энергии являются:

- внутренняя тепловая энергия Земли;
- гравитационная энергия Земли;
- энергия гравитационного взаимодействия Земли с Солнцем и Луной;
- солнечная энергия;
- ротационные силы (силы Кориолиса), возникающие вследствие осевого вращения планеты;
- энергия, связанная с деятельностью человека.

ВНУТРЕННЯЯ ТЕПЛОВАЯ ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛИ играет первостепенную роль. Вследствие дифференциации мантийного вещества на границе с ядром Земли, в мантии возникают вертикальные конвекционные «потоки» вещества, направленные вверх и компенсационные – в обратном направлении. В результате происходит перераспределение тепловой энергии внутри мантии. Так возникают тектонические движения литосферы и связанные с этим преобразования на Земле. За счет внутренней тепловой энергии осуществляются магматические и метаморфические процессы.

ГРАВИТАЦИОННАЯ ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛИ – еще более важный и всеобъемлющий источник энергии геологических процессов. Благодаря этой энергии сформировались все оболочки планеты, так как гравитационные силы привели в действие самый главный механизм – процессы дифференциации первоначально однородного вещества Земли. Все основные процессы на поверхности Земли также обусловлены силами гравитации. Благодаря им на склонах приходят в движение поверхностные и подземные воды, ледники, накапливаются осадки в водоемах, создается давление вышележащих толщ пород на нижележащие, происходят оползни и обвалы в горах и т. д.

ЭНЕРГИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЗЕМЛИ С СОЛНЦЕМ И ЛУНОЙ постепенно замедляет скорость осевого вращения планеты, что вызывает изменение ее формы и уменьшение ротационных сил. Как известно, под влиянием Солнца и Луны на Земле возникают при-

ливы и отливы в океанах и морях, а также в самом теле земной коры в виде ее подъема и последующего опускания на величину до 30 см.

СОЛНЕЧНАЯ ЭНЕРГИЯ является тем источником, благодаря которому осуществляются разнообразные геологические процессы на поверхности Земли. Неравномерное распределение солнечного тепла между смежными регионами приводит в движение воздушные и водные массы, организует круговорот воды в природе за счет ее испарения, переноса и выпадения в виде атмосферных осадков. Тепловая энергия Солнца вызывает и ускоряет химические реакции внутри внешних геосфер и на границе их с породами земной коры. Без солнечной энергии невозможно также развитие биосферы.

РОТАЦИОННЫЕ СИЛЫ, образующиеся вследствие осевого вращения Земли, формируют постоянно дующие ветры вдоль экваториальной зоны, а также все крупные течения в океанах, в том числе теплового течения Гольфстрим, определяющего погодные условия во всей Европе. Эти же силы образуют циклонические вихревые движения в атмосфере, перемещение которых определяет погодные и климатические условия на Земле. Ротационные силы, по мнению некоторых исследователей, являются основным двигателем тектонических преобразований на Земле.

ЭНЕРГИЯ СВЯЗАННАЯ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ЧЕЛОВЕКА, или техногенная энергия, начала проявлять себя лишь в последние тысячелетия существования планеты. В настоящее время этот источник энергии по результатам своего влияния на геологическую среду – атмосферу, гидросферу, земную кору и на протекающие геологические процессы превосходит некоторые природные источники энергии охарактеризованные выше.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. Совместная реализация различных источников энергии вызывает не только исключительное многообразие геологических процессов, но и их взаимообусловленность. Наличие сложных причинно-следственных связей между геологическими процессами создает трудности в их классификации и изучении.

Для удобства изучения все геологические процессы разделяют на две группы – **эндогенные** (греч. *эндон* – внутри) и **экзогенные** (греч. *экзо* – снаружи).

ЭНДОГЕННЫЕ (ВНУТРЕННИЕ) ПРОЦЕССЫ протекают во внутренних оболочках планеты в условиях высокого давления, температуры, особых состояний вещества и его химической активности.

Главными источниками энергии этих процессов являются гравитационные и ротационные силы, а также внутреннее тепло планеты. Предполагают, что основная часть тепловой энергии сохранилась со времени первичного формирования планеты и является так называемым остаточным ее теплом. Эти запасы энергии впоследствии могли

пополняться за счет экзотермических химических реакций, протекающих внутри Земли, и распада радиоактивных элементов.

В группе эндогенных геологических процессов выделяют три основных вида:

- **различные формы тектонических движений земной коры и литосферы;**
- **магматизм;**
- **метаморфизм.**

Тектонические процессы приводят в движение литосферные плиты Земли, изменяя контуры и само расположение континентов, создают горные сооружения и формируют глубокие прогибы литосферы, которые заполняются водой и становятся морями и океанами.

В результате тектонических поднятий и погружений в земной коре и литосфере формируются вертикальные, так называемые, **глубинные разломы**, которые ориентируются в различных направлениях и делят литосферу на отдельные **тектонические блоки** размером в единицы и десятки километров. При наличии глубинных разломов все крупные перемещения литосферы и земной коры осуществляются в форме движения ее блоков. Взаимодействие блоков, движущихся с неодинаковой скоростью, вызывает между ними и внутри них механические напряжения и соответствующую деформацию горных пород. Породы сминаются в складки, в них образуются трещины и разрывы и это может сопровождаться землетрясениями.

Магматизм – это совокупность процессов, связанных с образованием жидких магм в литосфере, их перемещением и преобразованием в магматические горные породы при остывании.

Метаморфизм – это преобразование магматических и осадочных горных пород в метаморфические путем их перекристаллизации под действием высокой температуры, давления и химических факторов.

ЭКЗОГЕННЫЕ (ВНЕШНИЕ) ПРОЦЕССЫ протекают вблизи поверхности земной коры в форме разнообразных физических и химических взаимодействий ее с атмосферой, гидросферой и биосферой.

Основными источниками энергии экзогенных процессов является солнечное излучение, гравитационные и ротационные силы Земли. Остальные источники из перечисленных ранее также прямо или косвенно принимают участие в осуществлении экзогенных процессов.

Главными действующими факторами и агентами экзогенных процессов являются:

- **химическая активность атмосферных газов, воды и растворенных в ней соединений;**
- **температурные условия на поверхности Земли и их изменения;**
- **деятельность биосферы;**

- деятельность подвижных агентов атмосферы и гидросферы: ветра, поверхностных и подземных текучих вод, льда, вод в морях, озерах и болотах;
- деятельность человека.

Воздействие атмосферы, гидросферы и биосферы растворяет, химически разлагает горные породы с образованием новых минеральных соединений, а колебания температуры вызывает образование в породах трещин и механическое их разрушение. Этот вид разрушения и разложения горных пород называется выветриванием, а образующиеся при этом минеральные вещества и обломки – продуктами выветривания.

Подвижные агенты атмосферы и гидросферы действуют по единой схеме. Они удаляют продукты выветривания с мест их образования и переносят к областям их накопления в виде осадков на дне водоемов, в долинах рек, в понижениях рельефа. В процессе транспортировки ветром, водами и льдом продуктов выветривания происходит их сортировка, а также разрушение горных пород, по которым перемещаются подвижные агенты.

Важную роль в механическом разрушении и химическом разложении горных пород играют погодные и климатические условия – температурный режим и его изменения, влажность воздуха, количество осадков, сила и направление ветров и т. д.

Интенсивность экзогенных процессов зависит также от особенностей рельефа земной коры, состава и прочности слагающих ее горных пород. Разрушение пород происходит интенсивнее в условиях горного рельефа, так как на крутых склонах скорость течения и размывающая способность водотоков и льда резко возрастает.

В результате осуществления экзогенных процессов образуются разнообразные формы горного и равнинного рельефа, почвы, а также различные осадочные горные породы и полезные ископаемые. Общая направленность экзогенных процессов определяется тем, что участки земной коры, расположенные выше поверхности геоида ими разрушаются, а те которые располагаются ниже этой поверхности – заполняются продуктами разрушения.

Таким образом, направленность действий эндогенных и экзогенных процессов противоположна. Первые создают новообразования на Земле в виде гор, впадин, магматических построек и метаморфических горных пород, а вторые их разрушают. При этом интенсивность экзогенных процессов полностью зависит от того, насколько проявили себя эндогенные процессы, создающие первичные, наиболее крупные положительные и отрицательные формы рельефа. И это понятно – на выравненных участках замедляют свой бег речные воды, и экзогенные процессы реализуют себя преимущественно лишь в почвообразовании.

Взаимообусловленность и взаимодействие между эндогенными и экзогенными процессами является отражением диалектического **единства и борьбы противоположностей**, что составляет сущность саморазвития нашей планеты – **геологическую форму движения материи**.

ЗЕМНАЯ КОРА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Строение и состав земной коры на континентах и в пределах океанов неодинаковы. Выяснение природы этого различия – центральная проблема геологии, которая в настоящее время приближается к своему решению.

Исследователи выделяют два основных типа земной коры – **континентальную и океаническую**, а также два переходных между основными типами – **субокеаническую и субконтинентальную** кору (см. рис. 1.8).

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЗЕМНАЯ КОРА. Эта кора сложена магматическими, осадочными и метаморфическими горными породами, имеет мощность в среднем от 15 до 70-80 км и характеризуется очень сложным строением. Сложность обусловлена тем, что кора и горные породы слагающие ее образованы соответствующими геологическими процессами постепенно – во все периоды развития планеты. В результате разные участки коры отличаются по мощности, составу и возрасту пород.

В сложной, мозаичной структуре континентальной коры устанавливаются и некоторые общие закономерности ее строения в вертикальном разрезе и по площади распространения.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАЗРЕЗЕ изучаются в основном геофизическими, в первую очередь сейсмическими методами и по скважинам. В результате в коре выявлены интервалы (слои), сложенные различными по составу, свойствам и происхождению горными породами. Эти интервалы получили название **осадочного, гранито-метаморфического и базальтового** слоев.

Осадочный слой земной коры или **стратисфера** (лат. *стратум* – слой) является верхним и поэтому наиболее молодым образованием. Он сложен осадочными и осадочно-вулканогенными породами – глинистыми, песчаными, карбонатными, различными солями, углями, лавами и туфами. Мощность слоя изменяется в широком диапазоне – от полного отсутствия на отдельных участках в горных местностях до 20 – 25 км в глубоких внутриконтинентальных прогибах земной коры (например, Прикаспийская, Днепровско-Донецкая впадины). Породы осадочного слоя отличаются пониженными значениями параметров, определяющих их прочностные свойства, плотность и скорость распространения сейсмических волн. Плотность осадочных пород в среднем составляет $2,45 \text{ г/см}^3$.

Гранитный слой (гранито-метаморфический) назван так по сходству физических свойств образующих его пород со свойствами гранитов. Он сложен метаморфическими и магматическими породами соот-

ветственно – гнейсами, амфиболитами, сланцами, мраморами, кварцитами, гранитами, диоритами, сиенитами. Плотность пород гранитного слоя изменяется в пределах 2,6 – 2,8 г/см³.

Резкой сейсмической границей гранитный слой отделен от осадочного (скачок скоростей волн 0,7 км/с). Мощность гранитного слоя от 6 до 40 км. Возможно полное отсутствие его в разрезе. Нижней границей гранитного слоя является сейсмический раздел с подстилающим базальтовым слоем. Этот раздел называется **границей Конрада**.

Следует отметить, что поверхность Конрада, отвечающая скачку скорости распространения упругих сейсмических колебаний, не обязательно отражает изменение вещественного состава земной коры. Это подтвердилось во время бурения Кольской сверхглубокой скважины. По прогнозам геофизиков эта скважина должна была войти в базальтовый слой на глубине 7 км. Однако базальты не были установлены и на глубине в 12 км. Исследователи пришли к выводу, что отмеченное на глубине 7 км скачкообразное увеличение скорости сейсмических волн объясняется уплотнением пород на больших глубинах, вызванным большим давлением.

Базальтовый слой состоит из более тяжелых магматических кристаллических пород, которые по своим физическим свойствам близки к базальтам. Интервал изменения плотности этих пород 2,8 – 3,2 г/см³. Мощность базальтового слоя изменяется от нескольких до 30 – 40 км, а нижней границей его является сейсмический раздел с верхней мантией – **поверхность Мохоровичича**.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПЛОЩАДИ ЕЕ РАЗВИТИЯ обусловлены строением, составом, а также наличием или отсутствием основных слоев, из которых состоит земная кора. Степень неоднородности состава и строения континентальной земной коры неуклонно увеличиваются снизу вверх – от базальтового ее слоя к гранито-метаморфическому. Чтобы убедиться в этом, достаточно ознакомиться с геологическими картами большинства регионов Земли, на которых показано все разнообразие состава и возрастов горных пород, образующих поверхность земной коры.

Горизонтальная неоднородность коры в пределах континентов определяется также наличием таких крупных структурных элементов как **платформы и горноскладчатые области (геосинклинали)**. Минимальная мощность коры наблюдается на платформах, а максимальная – в горноскладчатых областях. Увеличенная мощность земной коры в горных областях образует так называемые «корни» крупных горных систем (см. рис.1.8). Ниже приводится предварительное, самое общее понятие о платформах и геосинклиналях.

Платформы (фр. *плат* - плоский, *форм* - форма) – это обширные тектонически устойчивые области. Они характеризуются средними зна-

чениями мощности земной коры и преимущественно равнинным рельефом. Платформы имеют двухъярусное строение. Они состоят из более древнего кристаллического фундамента и перекрывающего его осадочного чехла. По времени своего образования (возрасту) платформы делятся на **древние**, у которых фундамент состоит из архей-протерозойских пород, и **молодые**, сформировавшиеся в последующие периоды развития земной коры. Вся территория Украины, за исключением горных областей Карпат и Крыма, расположена в пределах юго-западной части обширной древней Восточно-Европейской (Русской) платформы.

Горноскладчатые области или **древние геосинклинали** (греч. *гео* - земля; *син* - вместе; *клин* - наклон) – вытянутые тектонически подвижные зоны в земной коре. Они характеризуются большой (до 70 – 80 км) мощностью коры, нарушенным складчато-разрывным залеганием горных пород, горным рельефом. В геоморфологическом отношении геосинклинали представлены горноскладчатыми сооружениями. Такими являются Урал, Кавказ, Карпаты, Памир и т. д., представляющие собой образования разного возраста. Существуют и **современные, развивающиеся геосинклинали**, например, средиземноморская (между Африкой и Европой), Тихоокеанская, приуроченная к морям, расположенным вдоль всего западного побережья Тихого океана.

ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЗЕМНАЯ КОРА. Кора в пределах океанов отличается меньшей мощностью (в среднем до 5-10 км) при таком же, как и у континентальной коры, трехслойном строении. Однако главной особенностью океанической коры является отсутствие в ней гранито-метаморфического слоя.

Верхний, осадочный слой коры чаще всего сложен рыхлыми глубоководными и другими морскими осадками, а также уплотненными их разностями. Мощность слоя постепенно возрастает от нулевых значений в центральных частях срединных океанических хребтов до 1-2 км вблизи континентов.

Средний слой, в отличие от континентальной коры не гранито-метаморфический, а базальтовый. Его мощность не превышает обычно 3 км.

Нижний слой океанической коры сложен темными плотными кристаллическими магматическими и метаморфическими породами – габбро, перидотитами, серпентинитами, которые приближаются по своему химическому составу к веществу верхней части мантии. Мощность слоя изменяется от 3,5 до 5,0 км.

Переход континентальной коры в океаническую осуществляется по-разному. Для побережий Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого океанов характерно постепенное выклинивание гранито-метаморфического слоя в пределах океанов на глубине 2 – 3 км. Этот тип переходных зон называют **атлантическим**. Иная картина наблюдается на западном побережье Тихого океана и в других местах, где переход одного типа коры в другой происходит посредством промежуточ-

ных типов коры – **субконтинентального и субокеанического**. Переход такого типа называется **тихоокеанским**.

СУБКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ТИП КОРЫ отличается от континентального меньшей мощностью и нечетко выраженной поверхностью Конрада. Общая мощность коры составляет не более 20-30 км. Осадочный слой – сотни метров, гранито-метаморфический слой – до 10 км, базальтовый – 10-15 км. Такое строение имеет кора островных дуг (Алеутские, Курильские и другие острова).

СУБОКЕАНИЧЕСКИЙ ТИП КОРЫ характеризуется мощностью до 25 км. Особенностью коры этого типа является увеличенная до 5-15 км мощность осадочного слоя. Такая кора характерна для глубоководных окраинных морей (Берингово, Охотское, Японское) и некоторых внутренних (Черное, Средиземное).

РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ СУШИ И ДНА ОКЕАНОВ

Физическая поверхность (рельеф) Земли образована сочетанием положительных (выпуклых) и отрицательных (вогнутых) неровностей разных форм и размеров в пределах суши, а также дна морей и океанов.

Главная особенность рельефа заключается в том, что он, являясь результатом взаимодействия определенных эндогенных и экзогенных процессов, с течением времени изменяется. Поэтому изучаются не только формы рельефа, как таковые, но и их происхождение, возраст, история развития. Именно с таких позиций рельеф изучает **геоморфология**.

Теоретической основой геоморфологических исследований является то, что все особенности внутреннего строения и состава земной коры находят отражение в соответствующих формах и характере рельефа. Такое соответствие позволяет решать обратную задачу – по формам рельефа делать выводы о внутреннем строении и составе земной коры, а, следовательно, и о наличии тех или иных полезных ископаемых.

Рельеф Земли разнообразен по размерам образующих его форм, происхождению и многим другим признакам, по которым устанавливается тот или иной его тип. При этом рельеф суши отличается от рельефа дна океанов.

Общее представление о рельефе Земли дает так называемая **гипсографическая кривая** (рис. 1.9), где на вертикальной оси отложены абсолютные высоты рельефа, а на горизонтальной – площади, которые они занимают в процентном отношении ко всей планете. Из 510 млн. км² земной поверхности на долю океана приходится 361 млн. км² (70,8 %), а суша занимает всего 149 млн. км² (29,2 %).

Гипсографическая кривая показывает, что на суше преобладают высоты менее 1000 м (75 % площади), а в океане глубины от 3000 до

6000 м. Средняя высота материков составляет примерно 850 м, а средняя глубина океанов – около 3800 м.

Материки неравномерно распределены на Земле. Так, линия берегов Тихого океана делит земной шар на два полушария – океаническое, занятое только Тихим океаном, и материковое, в котором сосредоточены все континенты и разграничивающие их остальные океаны – Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый или Арктический.

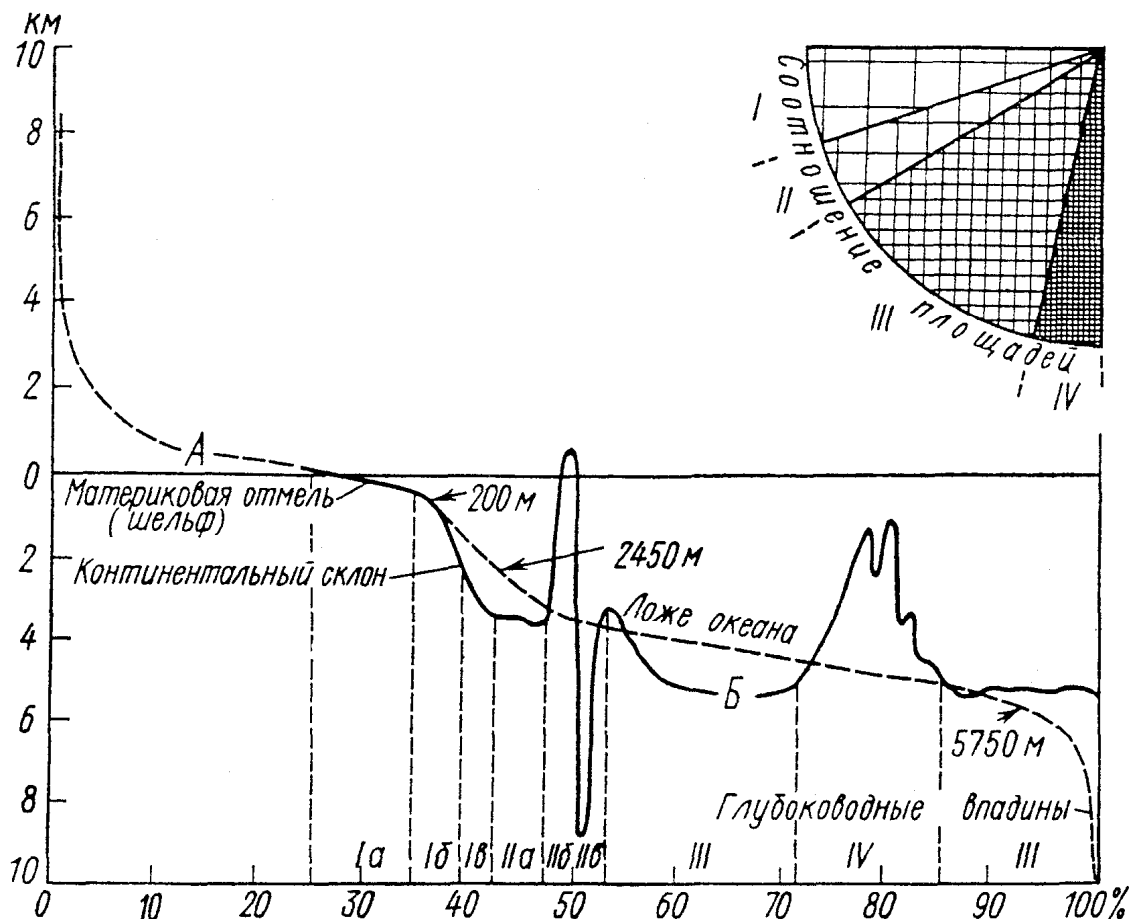


Рис. 1.9. Гипсографическая кривая (А) и обобщенный профиль дна океана (Б) (по О.К. Леонтьеву)

В верхнем правом углу рисунка диаграмма, показывающая соотношение площадей подводной окраины материков (I), переходной зоны (II), ложа океана (III), срединно-океанических хребтов(IV)

РЕЛЬЕФ СУШИ. Этот рельеф изучен хорошо. Для всех континентов составлены топографические карты разных масштабов, которые позволяют проводить всесторонний анализ рельефа и его изменений во времени.

По размерам рельефа различают:

- **рельеф планетарного масштаба** – материки и дно океанов;
- **мегарельеф** – высокогорья, плоскогорья, низменности;
- **макрорельеф** – отдельные хребты, котловины, межгорные долины, крупные вулканы и плато;

- **мезорельеф** – холмы, овраги, береговые уступы;
- **микрорельеф** – воронки, рытвины на склонах и другие мелкие формы.

Мегарельеф и макрорельеф возникает там, где активно проявляют себя эндогенные процессы. Эти крупные формы создаются вертикальными положительными и отрицательными движениями литосферы в пределах отдельных ее регионов, а также вулканической деятельностью, образующей огромные конусы вулканов, острова и плато. Мезорельеф – это продукт совместного проявления эндогенных и экзогенных процессов, а микрорельеф – преимущественно экзогенных.

Рельеф суши, в зависимости от его высоты, а также с учетом размеров форм и их происхождения, причисляют к одному из трех **типов рельефа – равнинам (низменностям), плоскогорьям или высокогорьям** (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Основные типы рельефа

Типы рельефа	Интервалы изменений абсолютных высот рельефа, м	Занимаемая часть площади суши, %
Равнины (низменности)	От ±0 до +200	20
Плоскогорья	От +200 до +1000	53
Высокогорья	> 1000	27

Высокогорный рельеф в большей степени характерен для краевых частей континентов. Земной шар опоясывают три горных пояса. Два из них вытянуты в меридиональном направлении и один в широтном.

Меридиональные горные пояса называются Тихоокеанскими и проходят они соответственно по западному и восточному побережью Тихого океана. **Западнотихоокеанский пояс** включает горы Чукотки, Курильских островов, Сахалина, Японии и др., вплоть до Австралийских Кордильер. **Восточнотихоокеанский пояс** охватывает горные сооружения Кордильер и Анд Северной и Южной Америки.

Широтный горный пояс – Средиземноморский, начинается горами Атласа (Северная Африка) и продолжается на восток через Пиренеи, Альпы, Апеннины, Балканы, Карпаты, Крым, Кавказ, Памир, Гималаи и горы Малайского архипелага.

РЕЛЬЕФ ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ. Этот рельеф изучается эхолотированием при помощи отраженных звуковых и ультразвуковых волн. Установлено, что он значительно сложнее, чем предполагалось ранее. Там, как и на суше, обнаружены выровненные пространства, относительно крутые склоны с каньонами, возвышенности, отдельные горы и горные цепи, глубокие замкнутые впадины. Но в целом рельеф дна океанов коренным образом отличается от рельефа суши.

В зависимости от расположения и геоструктурного положения в океанах различают такие типы морского дна:

- **шельфовая зона;**
- **области переходные от материков к океану;**
- **ложе Мирового океана;**
- **глубоководные впадины;**
- **срединные океанические хребты.**

ШЕЛЬФ (англ. *шелф* – отмель) – подводная окраина материков, распространяющаяся до глубин от 50 до 600 м (в среднем 132 м). Это относительно выравненное дно имеет слабый наклон, в среднем составляющий $0^{\circ}07'$. Ширина шельфовой зоны изменяется от нескольких десятков километров до 1200-1300 км, а занимаемая общая площадь составляет 27,5 млн. км².

Образование шельфа явилось результатом осуществления эндогенных и экзогенных процессов, но чаще их сложным сочетанием. К таким процессам можно отнести: разрушение берегов морским прибоем, тектоническое погружение прибрежных регионов суши, повышение уровня воды в океане, вызванные глобальными причинами.

В целом рельеф можно представить как арену борьбы двух стихий – суши и моря, управляемую эндогенными и экзогенными геологическими проявлениями в прибрежных зонах океанов.

РЕЛЬЕФ ОБЛАСТИ, ПЕРЕХОДНОЙ ОТ МАТЕРИКОВ К ОКЕАНУ соответствует особенностям строения земной коры в этой области. Напомним, что здесь происходит либо постепенное выклинивание гранито-метаморфического слоя коры континентов (Атлантический тип перехода), либо переход к океанической коре усложняется за счет образования субконтинентальной и субокеанической (Тихоокеанский тип) коры. В соответствии с этим в переходной зоне выделяют различные по своей внутренней структуре области, характеризующиеся определенными формами рельефа морского дна. Такими областями являются **материковые склоны, островные дуги** с их субконтинентальной корой и **котловины окраинных морей**.

Островные дуги – области современного горообразования – представлены грядами островов и подводных гор, отделяющих котловины окраинных морей от океанов.

Котловины окраинных морей – это отделенные островными дугами краевые части океана, расположенные в пределах выклинивания гранито-метаморфического слоя, то есть на площади материкового склона океанического дна.

МАТЕРИКОВЫЕ СКЛОНЫ – относительно крутые подводные откосы, опускающиеся до глубин в среднем около 3600 м, а местами увеличивающихся до 9000 м. Средний угол наклона поверхности склонов до глубины 1800 м $4^{\circ}07'$, а площадь занятая ими составляет 38,7 млн. км².

Материковые склоны сложно расчленены, прорезаны многочисленными подводными каньонами и руслами. В геоструктурном отноше-

нии материковые склоны представляют собой поверхность выклинивающегося в сторону океана гранито-метаморфического слоя континентальной коры.

ЛОЖЕ МИРОВОГО ОКЕАНА – это наиболее обширная, относительно выравненная область, расположенная ниже материкового склона, в среднем в интервале глубин от 3000 до 6000 м. Она занимает 283,7 млн. км², то есть больше половины всей площади Земли. В отдельных местах ложе океана осложняют сводово-глыбовые крупные поднятия и вулканические хребты, разделяющие его на более или менее обособленные холмистые и плоские равнины с редкими подводными горами и островами.

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ВПАДИНЫ или **желоба** – узкие замкнутые вытянутые на многие сотни и тысячи километров депрессии глубиной до 10-11 км, сопряженные с островными дугами. Они отделяют островные дуги от океана, но иногда встречаются и вне связи с дугами. Строение желобов несимметричное. Склоны их, обращенные к континенту, ступенчатые и более крутые (до 50-60°), а в сторону океана – значительно более ровные и пологие.

СРЕДИННЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ (СОХ) – особые области океанического дна, занимающие около 18 % его площади. Они осложняют ложе океанов, представляя собой вытянутую преимущественно вдоль срединных зон океанов систему поднятий высотой до 2-4 км и шириной от 800 до 2500-3500 км. Эта система имеет общую протяженность около 64 тыс. км и открыта она в 1957 г.

2.4. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Огромная масса Земли, ее тепловая энергия и электрические токи во внутренних оболочках создают соответствующие физические поля – **гравитационное, тепловое, магнитное**. Эти поля характеризуются определенным распределением в пространстве показателей силы тяжести, температуры, направления и величины магнитной напряженности.

Физические поля оказывают влияние на геологические процессы или сами являются их движителями. Так, благодаря гравитационному полю Земли осуществляются все эндогенные и экзогенные геологические процессы.

Измерением показателей физических полей Земли и их использованием в геологии занимаются соответствующие геофизические направления – **гравиметрия, термометрия и магнитометрия**. Методы этих направлений позволяют изучить состав и строение земной коры, вести поиски и разведку месторождений полезных ископаемых.

Помимо указанных стационарных природных полей геофизики для изучения земной коры используют искусственно созданные **электрические и сейсмические поля**, образующиеся во время прохождения через горные породы электрического тока и, как мы уже знаем, ударных

сейсмических волн. Такие направления называются соответственно **электрометрией и сейсмометрией**.

Теоретическая основа геофизических методов заключается в следующем. Различные по составу горные породы земной коры представляют собой тела, залегающие на разной глубине и обладающие определенной массой, размерами и конфигурацией. Отличаются они также по тепло- и электропроводности, плотности, обводненности, магнитным и иным свойствам. Присутствие таких тел оказывает определенное влияние на общеземные физические поля, снижая или увеличивая их интенсивность. По величине и характеру таких изменений (**аномалий**) судят о форме тел, глубине залегания и составе горных пород, которые своим присутствием и создают соответствующие аномалии.

Показатели физических полей измеряются точными приборами – **гравиметрами, магнитометрами, сейсмографами и другими**.

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ

Гравитационное поле Земли (поле силы тяжести) – это пространство, в пределах которого действуют силы притяжения направленные к ее центру тяжести. Общее представление об изменениях величины силы тяжести внутри Земли и в окружающем ее пространстве приведено в 2.1. Величина силы тяжести на поверхности планеты не остается постоянной, так как зависит от **строения и состава земной коры, географической широты местности и высотного положения пункта измерения** по отношению к уровню океана.

ЗАВИСИМОСТЬ ВЕЛИЧИНЫ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ОТ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ заключается в том, что над массивами плотных, тяжелых горных пород показатели ускорения свободного падения **g** имеют повышенное значение, а над породами малой плотности – пониженные. Это обусловлено тем, что более плотные породы, расположенные вдоль линии соединяющей пункт измерения и центр тяжести Земли, как бы увеличивают ее массу, и сила притяжения по этому направлению возрастает.

ЗАВИСИМОСТЬ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ОТ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ШИРОТЫ МЕСТНОСТИ обусловлена шарообразной формой Земли и ее осевым вращением. Сила тяжести (**G**) представляет собой равнодействующую двух противоположно ориентированных сил – притяжения (**P**) и центробежной (**F**), вызванной вращением Земли, и направленной от нее. То есть: **$G=P-F$** . Именно величина центробежной силы зависит от широты местности, так как точки поверхности Земли у полюсов располагаются на минимальном расстоянии от оси ее вращения, а у экватора – на максимальном. В экваториальной области линейная скорость осевого вращения Земли, а, следовательно, и центробежная сила **F** наибольшие, а непосредственно на полюсах они равны нулю. В силу этих об-

стоятельств **g** на экваторе составляет **978 гал** (1 гал = 1 см /с²), а на полюсах **983 гала**.

Зная широту местности в градусах (φ) можно вычислить теоретическое значение **g**:

$$g = 978,049 (1 + 0,0052884 \cdot \sin^2\varphi - 0,000059 \cdot \sin^2 2\varphi).$$

ЗАВИСИМОСТЬ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ ОТ ВЫСОТЫ ПУНКТА ИЗМЕРЕНИЯ вполне ясна – чем выше находится этот пункт, тем меньше показатель величины силы тяжести. Обусловлено это двумя причинами – большей удаленностью от центра тяжести Земли и от оси ее вращения.

Таким образом, если известна географическая широта и высотное положение точки измерения, то для нее можно рассчитать теоретическое значение величины **g**. Тогда отклонения измеренных приборами показателей **g** от теоретических и будут представлять собой аномалии, обусловленные соответствующими геологическими факторами. Массовые замеры по площади позволяют выделить участки с **положительными и отрицательными гравитационными аномалиями**. По конфигурации и другим особенностям таких аномалий судят о строении и составе земной коры, в том числе о наличии тяжелых рудоносных пород или легких – газо-нефтеносных, соленосных и т.д.

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

Тепловой режим глубоких недр Земли охарактеризован в разделе 2.1, где показано неравномерное нарастание температуры с глубиной по достаточно простой схеме. В отличие от этого тепловой режим приповерхностного слоя земной коры представляет собой сложную, мозаичную и изменчивую картину. Здесь он определяется взаимодействием двух встречных тепловых потоков, идущих от Солнца и из земных глубин. Сложность строения теплового поля в поверхностной зоне обусловлена геологическими и климатическими условиями той или иной местности.

СОЛНЕЧНОЕ ТЕПЛО. Тепло солнечной радиации в приповерхностной зоне полностью определяет ее тепловой режим. Это тепло поглощается атмосферой, растительностью, породами земной коры и примерно 1/3 его часть отражается Землей в мировое пространство. Все точки земной поверхности, располагающиеся на одной широте, получают от Солнца в течение года одинаковое количество тепла. Перераспределение его зависит от соотношения воды и суши, форм и высоты рельефа, наличия растительности, особенностей циркуляции атмосферы – всего того, что определяет климатические условия местности. Глубина и скорость распространения солнечного тепла в горных породах зависит не только от климатических условий и времени года, но и от теплопроводности пород, их обводненности, условий залегания, особенностей рельефа.

В целом проникновение солнечного тепла в различных климатических зонах происходит на разную глубину. В экваториальной области в среднем до 20 – 30 м, а в сторону приполярных областей постепенно уменьшается до 1 – 2 м. Именно на указанных глубинах происходит затухание сезонных изменений температуры. Здесь она остается неизменной – **равной среднегодовому ее значению** для конкретной местности. **Такой уровень в земной коре, где температура остается постоянной в течение многих лет, носит название пояса постоянных температур (ППТ).** В каждой точке земной поверхности ППТ характеризуется двумя параметрами – глубиной залегания в метрах и температурой в °С. Таким образом, зимой от земной поверхности до уровня ППТ происходит нарастание температуры до среднегодового ее уровня, а летом наоборот – снижение до этого уровня.

ВНУТРИЗЕМНОЕ ТЕПЛО. За счет этого тепла **ниже уровня ППТ** происходит неуклонное нарастание температуры. Темп этого нарастания определяется **геотермическими градиентами и ступенями**, охарактеризованными в разделе 2.1. Величина этих показателей изменяется в зависимости от геологического строения земной коры, теплопроводности горных пород, содержания в них радиоактивных элементов, близости вулканических проявлений. На отдельных участках земной коры геотермические градиенты составляют многие десятки градусов на 1 км глубины (до 150 °С в штате Орегон США), а в некоторых местах – лишь на десятки градусов. В среднем для планеты, как отмечалось ранее, градиент составляет около 30 °С на 1 км, а ступень соответственно – 33 м на 1 °С.

Еще одной характеристикой внутреннего тепла является **величина теплового потока (ВТП)**, исходящего из недр Земли на уровне ППТ. Этот поток измеряется в калориях на 1 см² за секунду и также зависит от геологических условий. В пределах континентов величина ВТП составляет 0,9 – 1,2 мккал/см² *с, а на территориях занятых океанами – 1,1 – 1,2. В некоторых местах срединных океанических хребтов ВТП достигает 6,7 – 8,0 мккал/см² *с.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Планета Земля представляет собой своеобразный линейный магнит с полюсами, не совпадающими с географическими. Северный магнитный полюс расположен в настоящее время к северу от Гудзонова залива в Канаде, а южный – к югу от Новой Зеландии, в Антарктиде. Поэтому магнитная ось Земли отклонена от оси ее вращения (географической оси) на угол равный **11,5°**. Линии, соединяющие магнитные полюса по поверхности земного шара, называются **магнитными меридианами**.

Магнитное поле Земли распространяется на все внутреннее пространство планеты и за ее пределами на расстояние до 14 земных радиусов. Вначале, на расстоянии около 10 радиусов поле **упорядоченное**, а

далее оно становится хаотичным, **нерегулярным**, сильно деформированным – вытянутым по направлению «солнечного ветра» – потока заряженных частиц, входящих в спектр солнечного излучения. С захватом магнитным полем Земли заряженных частиц солнечного ветра (электронов и протонов) связано наличие двух **радиационных поясов – внутреннего и внешнего** (рис.1.10).

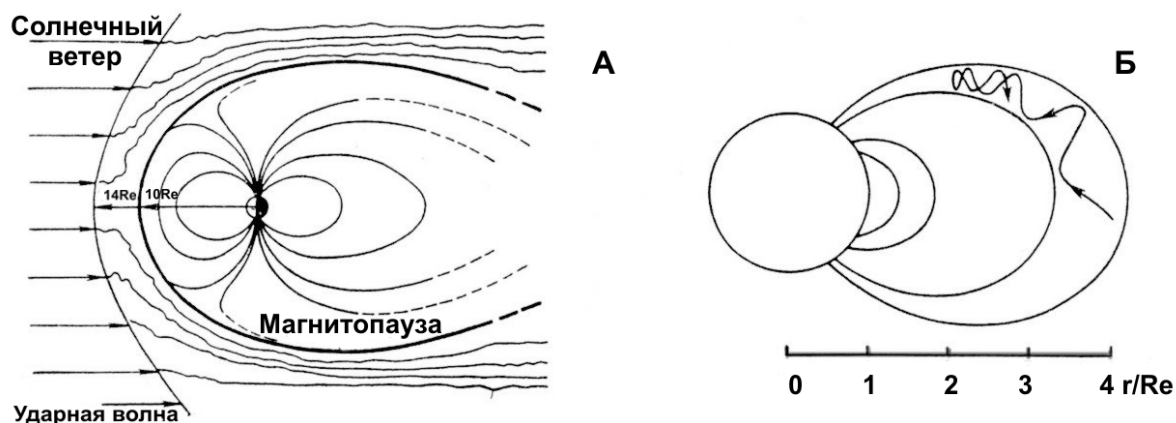


Рис.1.10. Схемы магнитного поля (А) и радиационных поясов Земли (Б) – внутреннего и внешнего (по Дж. Брандту и П. Ходжу)

Силовые линии очень слабого магнитного поля Земли выходят из южного магнитного полюса, огибают планету и сгущаясь погружаются в ее северный полюс. Такая конфигурация поля определяет все особенности параметров, которые используются для его характеристики.

Основной характеристикой магнитного поля является его **напряженность**. Образно говоря, она пропорциональна количеству магнитных силовых линий, пересекающих единичную площадь, ориентированную перпендикулярно к этим линиям. Напряженность **векторная величина**. Это становится понятным, если принять во внимание изменяющееся направление магнитных силовых линий в пространстве – на полюсах они располагаются перпендикулярно к поверхности Земли, при удалении от полюсов постепенно выполаживаются и, наконец, в экваториальной области занимают горизонтальное положение, параллельное поверхности Земли.

Для характеристики вектора напряженности магнитного поля в любой точке используют значения углов, которые он образует с горизонтальной плоскостью и с направлением географического меридиана. Первая из этих величин называется **магнитным наклоением**, а вторая – **магнитным склонением** (рис. 1.11). Измеряются параметры магнитного поля магнитометрами.

МАГНИТНОЕ НАКЛОНЕНИЕ – это величина угла между магнитными силовыми линиями и горизонтальной плоскостью. Наклонение в экваториальной области равно 0° и постепенно возрастает к полюсам до 90° . Линии на картах, соединяющие точки с одинаковым значением наклоения, называются **изоклинами**.

МАГНИТНОЕ СКЛОНЕНИЕ – это угол между направлением географического меридиана и стрелкой компаса в пункте измерения. Склонение может быть **восточным**, если стрелка компаса отклоняется вправо от географического меридиана, и **западным** – если влево. Земной шар по этому признаку делится на полушария – соответственно с восточным и западным склонением. Величина склонения лишь в отдельных пунктах превышает 10° . В Днепропетровске, например, склонение восточное – около 2° . Величина магнитного склонения должна учитываться в виде поправки при ориентировании на местности с помощью компаса и карты, так как разграфка всех карт производится по географическим меридианам. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым склонением, называются **изогонами**.

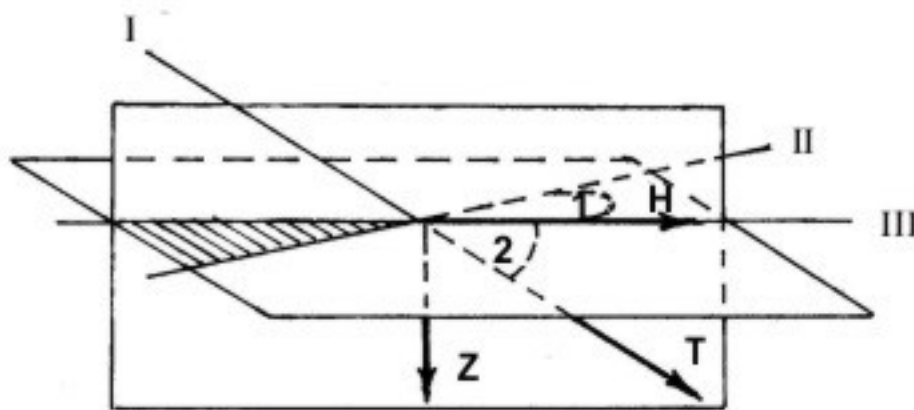


Рис. 1.11. Схема вектора напряженности магнитного поля T и его составляющих:

Z - вертикальной, H – горизонтальной; направления: I - магнитных силовых линий, II - географического меридиана, III - магнитного меридиана; 1 – магнитное склонение, 2 – магнитное наклонение

НАПРЯЖЕННОСТЬ МАГНИТНОГО ПОЛЯ изменяется не только в пространстве, но и во времени. В пространстве она изменяется очень сложно в связи с существованием многочисленных, разных по интенсивности и размерам магнитных аномалий. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковыми значениями магнитного напряжения, называются **изодинамами**. Методами **магнитометрии** с учетом таких аномалий ведутся поиски месторождений полезных ископаемых. Например, в Курской магнитной аномалии (КМА) напряженность магнитного поля возрастает по сравнению с фоновой в 4 раза, а на территории Криворожского железорудного бассейна она сильно варьирует и достигает еще больших значений. Помимо указанных аномалий существуют **мировые аномалии напряженности**. Они занимают целые континенты и обусловлены особенностями источника магнитного поля Земли.

ИЗМЕНЕНИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ВО ВРЕМЕНИ называются **вариациями магнитного поля**. В зависимости от продолжительности, интенсивности, периодичности и других признаков различают несколько

видов вариаций магнитного поля – **возмущения, магнитные бури, вековые, палеомагнитные, инверсии поля, перемещения полюсов.**

Возмущения – это быстрые изменения поля продолжительностью до нескольких дней.

Магнитные бури – мощные, нерегулярные возмущения магнитного поля, связанные со вспышками (активизацией термоядерных реакций) на Солнце.

Вековые вариации выражаются в смещении мировых аномалий магнитного поля на запад со скоростью около двух угловых минут долготы в год (западный дрейф магнитного поля).

Палеомагнитные вариации выражаются в периодическом (примерно через каждые 10 000 лет) уменьшении и возрастании напряженности поля. Эти вариации установлены по остаточной намагниченности горных пород.

Инверсии магнитного поля – это быстрая смена его полярности, когда полюса меняются местами. Происходит это с разной периодичностью. Чем ближе к нашему времени, тем чаще – через каждые 0,1 – 1,0 млн. лет.

Перемещение магнитных полюсов происходит непрерывно. Это вызывает необходимость составления ежемесячных карт магнитного склонения для выполнения точных геодезических работ.

ПРИРОДА ЗЕМНОГО МАГНЕТИЗМА ясна лишь в общих чертах. Большинство исследователей считает, что магнитное поле возникло под влиянием электрических токов, образующихся в результате механических взаимодействий между твердой мантией Земли и ее жидким внешним ядром. Это взаимодействие в виде взаимного проскальзывания указанных оболочек должно иметь место, потому что режим вращения планеты непрерывно меняется в результате его общего замедления и изменения положения оси вращения.

Методические замечания

Режим осевого вращения Земли и движение ее вокруг Солнца определяют смену времен года, а, следовательно, и главные особенности экзогенных процессов – их циклический характер.

Знание основных физических свойств и состава внешних геосфер необходимы для изучения экзогенных геологических процессов, происходящих на поверхности Земли, понимания их физической сущности и взаимообусловленности.

Подвижные оболочки – атмосфера, гидросфера и биосфера – на земную кору оказывают воздействие двух видов – физическое (механическое) и химическое. Механическое воздействие – это перемещение и разрушение горных пород, а

химическое осуществляется в форме химических реакций между компонентами, слагающими взаимодействующие среды.

Агрегатное состояние и плотность вещества меняются в зависимости от определенных соотношений между давлением и температурой. Очевидно, этим объясняется оболоченное строение Земли, установленное геофизическими методами.

При изучении физических полей Земли следует уяснить их значение для геологических исследований и основные принципы, на которых основано их использование.

Контрольные вопросы

1. Из каких основных оболочек состоит Земля?
2. Почему полярный радиус Земли меньше экваториального на 21,4 км?
3. Почему скорость осевого вращения Земли со временем замедляется?
4. Почему происходит смена времен года на Земле?
5. Чем и почему форма Луны отличается от Земной?
6. В чем заключается отличие сфероида от геоида?
7. Почему внешние оболочки Земли находятся в непрерывном движении?
8. Что означает понятие "силы Корнелиса"?
9. Объясните происхождение главных компонентов воздуха.
10. В чем заключается защитная роль озонового слоя для органической жизни на Земле?
11. Каковы виды сейсмических волн и в чем их физическая сущность?
12. Почему в более плотных средах скорость прохождения сейсмических волн возрастает?
13. Какие оболочки Земли находятся в жидком агрегатном состоянии и почему?
14. Что означают понятия "астеносфера" и "литосфера"?
15. Каков вещественный состав внутренних оболочек Земли?
16. В чем состоит отличие земной коры континентов от коры океанов?
17. Какие физические поля Земли Вам известны?
18. Где и каким образом используются знания о физических полях Земли?
19. Каким образом устанавливаются аномалии физических полей Земли?
20. От каких факторов зависит величина силы тяжести в разных пунктах земной поверхности?
21. Какие источники тепла формируют тепловое поле Земли?
22. Что означает понятие "вектор напряженности магнитного поля"?
23. Почему некоторые планеты не обладают собственным магнитным полем?

Раздел второй

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Земную кору слагают разные по происхождению горные породы – магматические, осадочные, метаморфические. Все они состоят из минералов, а минералы – из химических элементов. Таким образом, в организации вещества земной коры можно выделить три соподчиненных уровня: **химические элементы – минералы – горные породы**. В связи с этим при рассмотрении вещественного состава земной коры соблюдена та же последовательность.

Наращивание земной коры происходило постепенно в течение около 4 – 4,5 млрд. лет. В связи с этим установление возраста горных пород и последовательности их образования является основной задачей, без которой невозможно решение большинства геологических проблем. Изучением возраста горных пород и выяснением этапов формирования земной коры занимается **геохронология**.

Глава 3. ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Химический и минеральный состав земной коры изучаются соответственно **геохимией** и **минералогией**.

Земная кора сформировалась в результате различных физико-химических превращений, происходящих в глубинах планеты и в приповерхностном ее слое.

Глубинные превращения в основном связаны с процессами метаморфизма и дифференциации (разделения) вещества верхней мантии, которое протекает в форме магматизма. При этом из мантии выносятся преимущественно легкоплавкие соединения (K_2O , Na_2O , SiO_2 , Al_2O_3), составляющие основную массу земной коры.

Поверхностные превращения осуществляются в форме химического выветривания горных пород, вызывающего разложение одних минералов и образование за их счет других. Это приводит к соответствующим изменениям в химическом составе земной коры, который на разных этапах развития Земли характеризовался своими особенностями.

Содержание главы

Химический состав земной коры

**Цель и метод изучения химического состава земной коры
Кларки (среднее содержание) химических элементов в
земной коре**

Минералы земной коры

**Внутреннее строение минералов
Внешние кристаллические формы минералов**

Образование минералов
Формы нахождения минералов в природе
Физические свойства минералов
Классификация минералов
Характеристика важнейших породообразующих и ценных минералов

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С точки зрения химии земная кора состоит из элементов таблицы Д.И. Менделеева. Однако для решения многих научных и практических задач необходимы данные о процентном содержании каждого из элементов в земной коре.

ЦЕЛЬ И МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗЕМНОЙ КОРЫ.

Данные о содержании химических элементов в земной коре необходимы для изучения закономерностей концентрации их в виде рудопроявлений и месторождений, а также для решения многих других задач. В частности, без данных о средних содержаниях элементов в земной коре невозможен поиск и разведка многих видов полезных ископаемых. Это вызвано тем, что промышленная концентрация того или иного элемента может быть установлена только путем сравнения его содержания в изучаемых образцах горных пород с эталонным (средним) содержанием его в земной коре.

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ в земной коре остается неизменным с конца XIX столетия – с тех пор как он начал применяться. Этот метод заключается в определении элементарного химического состава образцов различных горных пород и в последующем вычислении средних содержаний элементов. Такой подход оказался единственно возможным, так как необходимо было опробовать как можно большее разнообразие горных пород. Пробы отбирались на суше и на морском дне, на поверхности и в горных выработках. При этом очевидно, что увеличение общего количества проб дает возможность более точно определить среднее содержание элементов. Такие трудоемкие исследования стали возможными благодаря участию в них специалистов многих стран.

КЛАРКИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ. Кларками элементов называются средние содержания их в земной коре. В 1924 году американский геохимик Ф.В. Кларк впервые обобщил данные около 6000 анализов горных пород и рассчитал средние содержания химических элементов.

Сумма кларков восьми наиболее распространенных элементов – O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K – составляет более 98 % (табл. 2.1). При этом свыше 80 % составляют кислород, кремний и алюминий. Таким образом, все остальные элементы таблицы Д.И. Менделеева составляют менее двух процентов массы земной коры. Это объясняет многие особенности, связанные с образованием полезных ископаемых и с трудностями их поисков.

Таблица 2.1

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

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

МИНЕРАЛЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Минералами называются природные химические соединения или отдельные химические элементы, образованные в результате различных геологических процессов.

Известно более 2000 основных видов минералов – от самых простых, состоящих из одного химического элемента (самородные золото, графит, сера) до очень сложных по своему химическому составу.

Абсолютное большинство минеральных видов являются твердыми кристаллическими веществами, и только часть минералов встречается в твердом аморфном (опал, лимонит) и жидком (ртуть) состоянии. При этом только около 70 минералов являются наиболее распространенными. Они входят в состав основной массы горных пород земной коры и называются **породообразующими** минералами.

Кроме природных известно также большое количество **искусственных минералов**. Синтезируются те минералы, ресурсы которых в природе ограничены, или добыча их дороже, чем выращивание в лабораторных условиях. Синтетические минералы – пьезокварц, слюды, рубин, алмаз, сапфир и многие другие широко используются в технике и ювелирном деле.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МИНЕРАЛОВ. У кристаллических и аморфных минералов внутреннее строение разное. Это обуславливает и разные физические свойства минералов – оптические, теплофизические и другие.

У КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ слагающие их элементы – атомы, ионы и их группы имеют соответствующие размеры. Между со-

бой элементы соединены тем или иным типом химической связи – ионной, ковалентной, металлической и др. В результате взаимное расположение атомов и ионов является строго упорядоченным – в форме так называемой кристаллической решетки (рис. 2.1). Как следует из рисунка, каждый минеральный вид характеризуется определенным строением кристаллической решетки. При этом, особенности внутреннего строения минералов обуславливают внешнюю форму их кристаллов и определяют многие физические свойства – цвет, твердость, теплопроводность и др.

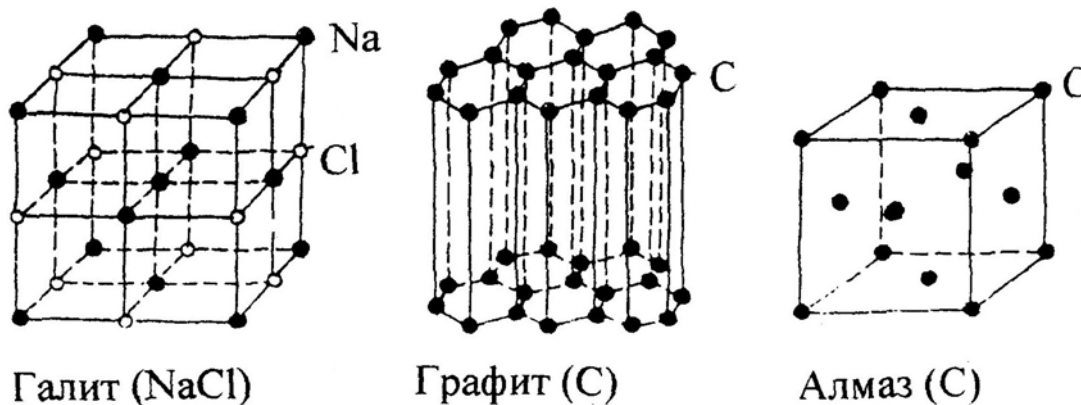


Рис. 2.1. Кристаллические решетки некоторых минералов

Общим свойством всех кристаллических веществ является их **анизотропность (неравносвойственность)**. Это проявляется в том, что показатели физических свойств, измеренные в кристалле по разным направлениям, отличаются. Причиной этого является то, что по разным направлениям в кристаллических решетках расстояния между элементами, а следовательно и характер связи между ними неодинаковы.

В **АМОРФНЫХ ВЕЩЕСТВАХ** закономерность в расположении атомов и ионов отсутствует. Свойства веществ зависят только от их состава и во всех направлениях они одинаковы. Следовательно, аморфные вещества **изоморфны (равносвойственны)**. Такие вещества не образуют кристаллов.

ВНЕШНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ФОРМЫ МИНЕРАЛОВ. Формы кристаллов могут быть очень разнообразными. Некоторые из них представлены на рис. 2.2.

Поверхность кристаллов ограничена плоскостями – **гранями**, которые пересекаясь образуют прямые отрезки – **ребра**. Точки пересечения ребер образуют **вершины**.

Кристаллы обладают **симметрией** – закономерной повторяемостью в пространстве одинаковых граней, ребер и углов.

Такая повторяемость обнаруживается по отношению к воображаемым плоскостям (**плоскостям симметрии**), прямым линиям (**осям симметрии**) и точкам (**центрам симметрии**).

Совокупность всех элементов симметрии кристаллического многогранника называется его **видом симметрии**. В 1867 году русский уче-

ный А.В. Годолин математически доказал, что в природе возможны только 32 вида симметрии кристаллов. Эти виды по составу и количеству в них элементов симметрии делятся на семь групп – **сингоний**. Сингонии, в зависимости от степени их симметричности, отнесены к трем категориям – **низшей, средней и высшей**. К низшей категории относятся **триклинная, моноклинная и ромбическая** сингония. К средней – **тригональная, тетрагональная и гексагональная**. К высшей – **кубическая**, имеющая 9 плоскостей симметрии и большое число осей симметрии разного порядка.

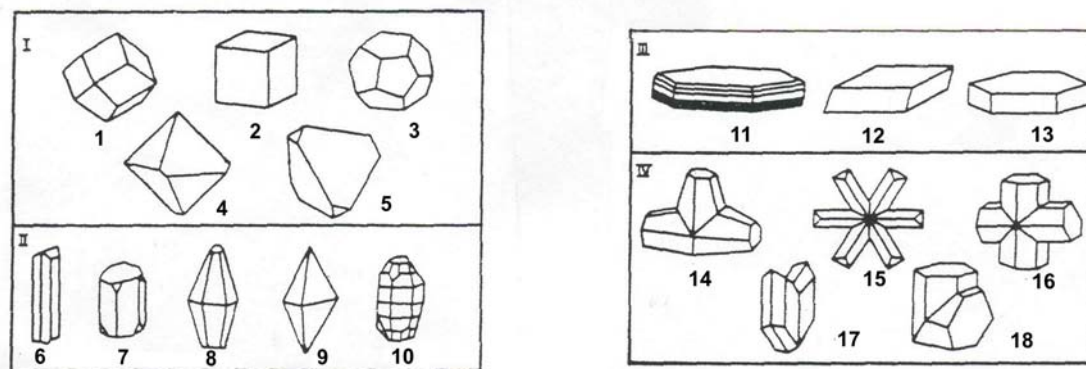


Рис. 2.2. Кристаллические формы минералов и типы их строения
 I – изометрические кристаллы: 1 – ромбический додекаэдр (гранат), 2 – кубический (галенит), 3 – пентагондодекаэдр (пирит), 4 – октаэдр (алмаз), 5 – тетраэдр (сфалерит); II – кристаллы, вытянутые в одном направлении: 6 – столбчатый (барит), 7 – короткостолбчатый (корунд), 8 – усеченно-дипирамидальный (корунд), 9 – пирамидальный (сера), 10 – бочонковидный (корунд); III – кристаллы, вытянутые в двух направлениях: 11 – таблитчатый (графит), 12 – ромбоэдр (кальцит), 13 – таблитчатый (пирротин); IV – типы срастания кристаллов: 14 – двойник пирротина, 15 – тройник арсенопирита, 16 – двойник ставролита, 17 – двойник гипса, двойник кальцита

Зависимость между внутренним строением и внешней формой кристаллов отражается в одном из основных законов геометрической кристаллографии – **в законе постоянства углов**. Согласно этому закону величина углов между соответствующими гранями (и ребрами) во всех кристаллах одного и того же минерала остается неизменной.

ОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ. Для того чтобы минерал образовался, необходима соответствующая концентрация химических элементов, из которых он будет состоять, и определенные условия – давление (**P**) и температура (**T**), т.е. **PT–условия**. При изменении PT–условий большинство минералов становятся неустойчивыми, они преобразуются в другие – устойчивые или переходят в раствор, расплав или газ. Этот процесс сопровождается перестройкой или разрушением кристаллической решетки минералов.

Кристаллы образуются чаще всего из жидкостей – растворов или расплавов, из газов, а также в результате перекристаллизации твердых минеральных масс. Процессы кристаллизации достаточно сложны. В сво-

бодном пространстве происходит образование одиночных кристаллов – **монокристаллов** и **друз** – скоплений одиночных кристаллов. В расплавах многочисленные кристаллы растут одновременно во всей массе, и каждый из них заполняет собой ту часть пространства, которая достается ему в конкурентной борьбе с другими кристаллами. В результате кристаллы не могут обрести присущую им правильную форму – они образуют **агрегаты**, состоящие из бесформенных зерен с кристаллическим внутренним строением. Лишь очень немногие минералы, обладающие большой силой роста граней, сохраняют в агрегатах характерную для них форму кристаллов.

Большую роль в процессах образования минералов играет **полиморфизм** – способность кристаллического вещества в разных РТ–условиях образовывать соответствующие кристаллические решетки. Так, углерод встречается в двух модификациях – алмаз и графит. Кварц имеет четыре устойчивых модификации, сера – шесть, кальцит – две.

Изоморфизм – способность некоторых химических элементов в силу подобия свойств и размеров их атомов замещать друг друга в кристаллических решетках минералов. Таким путем образуются новые минеральные виды.

Минералообразование является неотъемлемой составной частью эндогенных и экзогенных процессов. Поэтому происхождение минералов целесообразно рассматривать как результат того или иного геологического процесса.

ЭНДОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ образуются в результате:

- кристаллизации магмы при охлаждении ее в земной коре и при вулканических извержениях лавы (**магматические процессы**);
- выпадения в трещинах и в пустотах пород при прохождении через них поднимающихся из глубин горячих водных растворов (**гидротермальные процессы**) или газов (**пневматолитовые процессы**);
- диффузионных явлений, происходящих в твердом минеральном веществе под воздействием высокой температуры, а также химически активных веществ в глубинах земной коры (**метаморфические процессы**);
- химических обменных реакций между магмой и вмещающими горными породами (**метасоматические процессы**).

ЭКЗОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ образуются на поверхности Земли или вблизи нее благодаря процессам:

- химического и биохимического разложения минералов в условиях воздействия на них атмосферных газов и водных растворов, приводящих к возникновению новых минеральных видов (**процесс выветривания**);
- выпадения из водных растворов на дно водоемов или в пустотах пород солей и других соединений (**процессы химического осадконакопления**);
- преобразования рыхлых минеральных и органических осадков в осадочные горные породы (**процессы диагенеза**).

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДЕ. Эти формы очень разнообразны и зависят от условий образования минералов.

Различают **отдельные кристаллы** и их закономерные сростки (**двойники**), **обособленные минеральные образования**, а также скопления минеральных зерен – **минеральные агрегаты**.

ОТДЕЛЬНЫЕ КРИСТАЛЛЫ И ДВОЙНИКИ вырастают в благоприятных условиях свободного пространства и образуют соответствующие, геометрически правильные кристаллические формы (рис. 2.3).

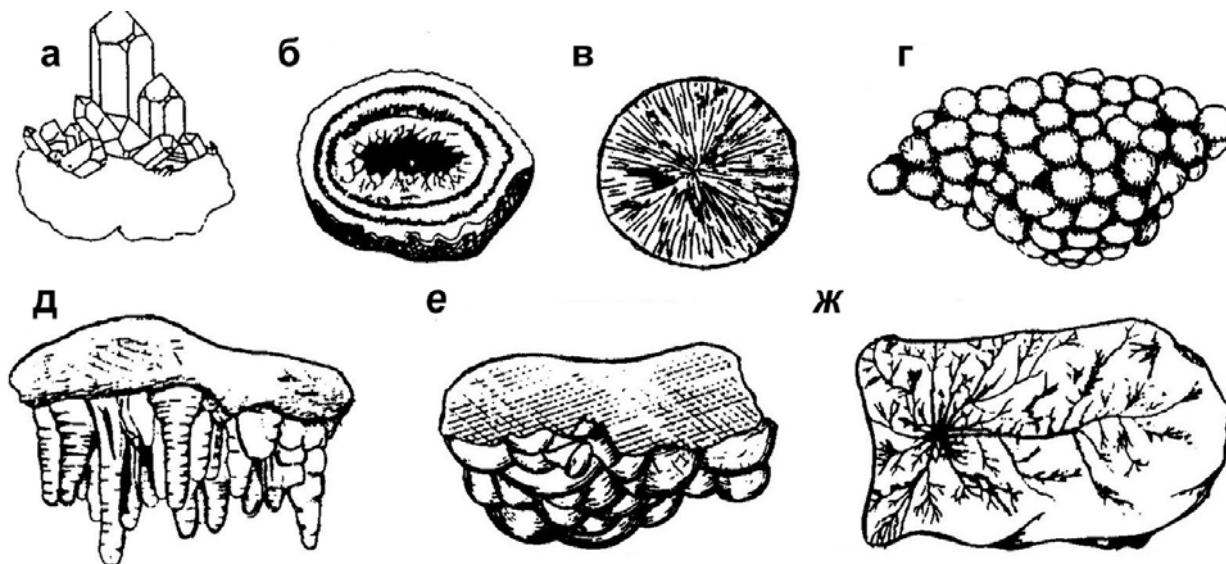


Рис. 2.3. Некоторые формы нахождения минералов в природе: а – друзы, б – секреция, в – конкреция, г – оолиты, д – сталактиты, е – натечная почковидная, ж – дендриты

ОБОСОБЛЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ представлены друзами, секрециями, конкрециями, натечными формами, дендритами.

Друзы – скопления кристаллов, приросших к стенкам пустот и трещин. Скопления, состоящие из параллельно ориентированных кристаллов, называются **щетками**.

Секреции образуются в результате постепенного заполнения пустот минеральным веществом, осаждающимся на их стенках. Мелкие образования называются **миндалинами**, а крупные – **жеодами**.

Конкреции – округлые, и уплощенные формы, возникшие путем осаждения минерального вещества вокруг начального центра кристаллизации – песчинки, обломка раковины, кристаллика. В зависимости от способа нарастания вещества конкреции могут иметь аморфное, радиальнолучистое или концентрическое (скорлуповатое) внутреннее строение. Мелкие (до 5-6 мм) концентрические конкреции называются **оолитами**. Образуются они в условиях подвижной водной среды.

Натечные формы в виде корок и минеральных пленок покрывают поверхность пустот в горных породах. Они образуются в результате кристаллизации минерального вещества из стекающих по стенкам пустот подземных минерализованных вод. Натечные формы, свисающие

со сводов пустот, называются **сталактитами**, а растущие навстречу им со дна пустот – **сталагмитами**.

Дендриты образуются при относительно быстром росте кристаллов вдоль тонких трещин в горных породах и имеют ветвящееся, древоподобное строение. Они похожи на отпечатки веточек растений. Вода при замерзании также может образовывать дендриты – ледяные узоры на стеклах, снежинки.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АГРЕГАТЫ образуют горные породы. Наиболее широко развиты минеральные агрегаты **кристаллического, аморфного или скрытокристаллического строения**. Они образуются в условиях массового выпадения минеральных частиц из растворов или расплавов.

В кристаллических агрегатах, как отмечалось ранее, большинство минеральных зерен имеет неправильную форму. Величина зерен зависит от условий кристаллизации и изменяется в широких пределах.

Аморфные агрегаты представляют собой однородные плотные или землистые бесформенные массы.

Скрытокристаллические агрегаты внешне напоминают аморфные и отличаются от них своим внутренним строением, которое можно выявить только с помощью микроскопа. Скрытокристаллические агрегаты представляют собой коллоидные системы, состоящие из мельчайших кристаллических частиц, погруженных в аморфную среду.

Встречаются минералы, внешняя форма которых не соответствует их составу. Такие образования называются **псевдоморфозами**. Они образуются при химических превращениях в ранее существующих минералах или в результате заполнения пустот, остающихся после растворения минералов или истлевания органических остатков. Таковыми являются псевдоморфозы скрытокристаллического лимонита по кубическим кристаллам пирита, пирита по животным организмам, опала по древесине и т.д.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ. Каждый минерал обладает определенными показателями физических свойств. Эти показатели определяют в лабораториях с применением специальных точных методов (химических, микроскопических, термических, рентгеноструктурных и др.), а также непосредственно в полевых условиях. Полевое определение минерала производится по отдельным характерным признакам или определенному их сочетанию. Такой метод называется **макроскопическим**. Оценивается **плотность (удельный вес)** минералов и другие их свойства – **морфологические, оптические, механические** и так называемые **особые**.

Плотность минералов оценивается приближенно. Минералы делятся на три группы: **легкие** (плотность до 3,0 г/см³), **средние** (соответственно от 3,0 до 4,0) и **тяжелые** (более 4,0).

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА – это форма кристаллов минерала, условия нахождения их в горных породах, а также общий вид ми-

неральных агрегатов. При достаточном опыте по этим признакам в ряде случаев можно установить название минерала.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ – это их **цвет** (окраска), **цвет черты**, **прозрачность** и **блеск**.

Окраска определяется несколькими факторами – химическим составом минерала, его внутренним строением и примесями. Для характеристики окраски используются названия семи цветов радуги, их оттенков, а также такие определения как белый, черный, серый, бурый.

Окраска минерала может осложняться интерференцией света при отражении его от внутренних дефектов (трещин), включений и пленок на поверхности минерала. Это явление называется **иризацией**. Примером могут служить синие и голубые переливы в глубине полупрозрачных кристаллов лабрадорита, а также пестрая радужная окраска непрозрачного халькопирита. В последнем случае иризация носит название "**побежалость**".

Прозрачность – это способность минерала пропускать свет. Зависит она от кристаллической структуры минерала, его состава и примесей. Выделяют минералы: **прозрачные**, **непрозрачные**, **полупрозрачные (просвечивающие)**, **просвечивающие в тонких краях**. Мелкозернистые агрегаты, состоящие из прозрачных минералов, теряют способность пропускать свет и становятся непрозрачными или просвечивающими.

Блеск зависит от характера поверхности минерала, отражающей свет. Различают три вида блеска – **металлический**, **металловидный** (полуметаллический) и **неметаллический**. Разновидностями неметаллического является блеск **алмазный**, **стеклянный**, **жирный**, **перламутровый**, **шелковистый**, **восковой**, **матовый** (блеск отсутствует).

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ обнаруживаются при механическом воздействии на них и включают такие понятия как **спайность**, **излом** и **твердость**.

Спайность – способность кристалла раскалываться по определенным направлениям с образованием ровных блестящих поверхностей (рис. 2.4). Спайность может проявляться в одном, двух, трех, четырех и шести кристаллографических направлениях.

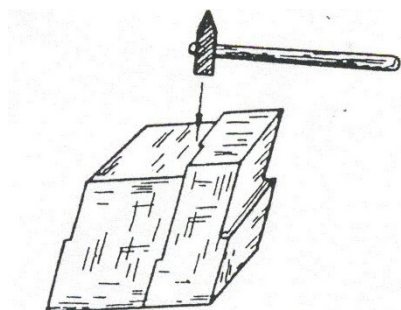


Рис. 2.4. Совершенная спайность в трех направлениях у кальцита

Кристаллы слюды можно расщепить на тонкие листочки по спайности в одном направлении. Ромбоэдрический кристалл кальцита легко раскалывается по трем направлениям. У некоторых минералов спайность отсутствует. У других она проявляется нечетко, так как при расколе образу-

ется не единая ровная поверхность (как у слюды), а прерывистая мелко-ступенчатая. Для оценки спайности существует следующая шкала:

- спайность **весьма совершенная** (слюда, гипс);
- спайность **совершенная** (кальцит, галит, галенит);
- спайность **средняя** (полевые шпаты, роговая обманка);
- спайность **несовершенная** – спайные поверхности в местах раскола редки, преобладают участки с неровной поверхностью (берилл, апатит);
- спайность **весьма несовершенная** – кристаллы имеют неровные поверхности при расколе (кварц, касситерит).

В различных направлениях спайность в кристалле может быть одинаковой или разной по степени совершенства.

Излом – это характер поверхности, который возникает при раскалывании кристалла минерала или его агрегатов.

У кристаллов со спайностью излом будет характеризоваться как **ровный по спайности**. У кристаллов без спайности излом может быть **неровный, раковистый** (как у стекла). Минеральные агрегаты могут иметь излом **зернистый, волокнистый (занозистый), игольчатый, землистый**.

Твердость – это способность минерала сопротивляться разрушению при царапании его другим минералом. Используется минеральная десятибалльная шкала относительной твердости, предложенная немецким минералогом Моосом. Каждый минерал в этой шкале имеет твердость на единицу больше предыдущего, т.е. царапает его. Таким образом, определить относительную твердость минерала означает сравнить его с десятью эталонами шкалы. На практике используют заменители шкалы Мооса, которыми могут служить подручные материалы (табл. 2.2). В технике и научных исследованиях используются показатели **абсолютной твердости**, которая измеряется приборами разных конструкций. В табл. 2.2 для сравнения приведены данные такой твердости.

Определение твердости следует начинать со стекла. Минерал, который оставляет на стекле царапину, имеет твердость больше 5, а если скользит по нему, то – ниже 5. Группа минералов имеет твердость промежуточную между двумя соседними эталонами шкалы Мооса. В таком случае твердость необходимо обозначить дробным числом например, между 3 и 4 - 3,5.

ОСОБЫЕ СВОЙСТВА это свойства, присущие одному или нескольким минералам. К ним относятся:

- **магнитность** – способность минерала воздействовать на магнитную стрелку (магнетит).
- **вкус** (галит соленый). Минералы с твердостью больше 3,5 нерастворимы в воде и вкуса поэтому не имеют.
- **реакция с соляной кислотой** (используется 10%-ный раствор HCl). При воздействии на карбонаты соляной кислоты бурно выделяется углекислый газ, пузырьки которого создают эффект вскипания.

- *горючесть, электропроводность, радиоактивность и др.*

Таблица 2.2

Шкала относительной твердости минералов (шкала Мооса)

Твердость минерала	Минерал шкалы	Твердость заменителя	Заменитель минеральной шкалы Мооса	Твердость по прибору Хрущева-Берковича
1	Тальк	1	Грифель карандаша	2,4
2	Гипс	1,5 2	Кожа пальцев рук Игла алюминиевая	36
3	Кальцит	2,5 3	Ноготь Медная проволока	109
4	Флюорит	4	Мягкое железо (гвоздь)	189
5	Апатит	5	Оконное стекло	536
6	Ортоклаз	6 6,5	Лезвие бритвы Фарфор	795
7	Кварц	7	Напильник	1120
8	Топаз	8	Специальные сплавы	1427
9	Корунд	9	Наждачный камень	2060
10	Алмаз	10		10 060

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ. Основой классификации является химический состав минералов и их внутренняя структура. Согласно упрощенному варианту такой классификации выделяются следующие классы минералов:

- **самородные элементы;**
- **сернистые соединения (сульфиды);**
- **галогидные соединения (галогениды);**
- **окислы (оксиды) и гидроокислы;**
- **карбонаты;**
- **сульфаты;**
- **фосфаты;**
- **силикаты.**

О распространенности разных классов минералов свидетельствуют следующие данные. Силикаты составляют около 75% массы земной коры, окислы – 17, карбонаты – 1,7, остальные – десятые доли процента.

Ниже выделены шрифтом названия наиболее распространенных (породообразующих) и ценных минералов.

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ - **самородное золото**, серебро, медь, платина, **графит**, **алмаз**, **сера**, **ртуть**, мышьяк и др.

СУЛЬФИДЫ включают соединения с серой и с химической точки зрения являются производными сероводорода (H₂S). Этот малораспространенный класс играет важную роль, так как в него входит ряд породообразующих минералов. Наиболее распространенными являются:

пирит (серный колчедан) FeS_2 , **халькопирит** (медный колчедан) CuFeS_2 , **галенит** (свинцовый блеск) PbS , **сфалерит** (цинковая обманка) ZnS , **киноварь** (араб. «кровь дракона») HgS и другие.

ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ – соли фтористо-, бромисто-, хлористо- и йодистоводородных кислот. Наиболее распространенными являются соли соляной (HCl) и плавиковой (HF) кислот – **галит** (поваренная соль) NaCl , **сильвин** KCl , двойная водная соль **карналлит** $\text{MgCl}_2\text{KCl}\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и **флюорит** (плавиковый шпат) CaF_2 .

ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ – соединения с кислородом, а также с гидроксильной группой OH^- и молекулами воды. Наиболее распространенными минералами этого класса являются соединения с участием кремния, алюминия, железа, марганца и титана. Окислы имеют разное происхождение, но основная их масса образовалась в результате экзогенных процессов. Наиболее распространенным окислом, составляющим 12% массы земной коры, является оксид кремния - кварц SiO_2 . Гидрооксид кремния – аморфный **опал** $\text{SiO}_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$. Рудными минералами являются: **магнетит** (магнитный железняк) Fe_3O_4 , **гематит** (красный железняк) Fe_2O_3 , **лимонит** (бурый железняк) $\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot n\text{H}_2\text{O}$, **корунд** Al_2O_3 , **рутил** TiO_2 , **хромит** FeCr_2O_4 , уранинит UO_2 и другие.

КАРБОНАТЫ – соединения металлов с комплексным анионом $[\text{CO}_3]^{2-}$. Эти соединения имеют широкое распространение и в первую очередь **кальцит** (известковый шпат) CaCO_3 . Из кальцита состоят такие горные породы как известняки, мрамора, писчий мел. Из него же строят свои раковины моллюски, создают свои тела кораллы и другие морские животные. Прозрачная разновидность кальцита – **исландский шпат**. Другими распространенными карбонатами являются: **доломит** $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$, **сидерит** $\text{Fe}[\text{CO}_3]$, **магнезит** $\text{Mg}[\text{CO}_3]$, **родохрозит** $\text{Mn}[\text{CO}_3]$. Карбонаты являются ценными полезными ископаемыми.

СУЛЬФАТЫ – соли серной кислоты (H_2SO_4 .) Различают сульфаты безводные – **ангидрит** CaSO_4 , **барит** BaSO_4 , **целестин** SrSO_4 и водные – **гипс** $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, **мирабилит** (глауберова соль) $\text{Na}_2\text{SO}_4\cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Наиболее распространенным является гипс.

ФОСФАТЫ – соединения с анионным комплексом $[\text{PO}_4]^{3-}$. Они представлены безводными и водными разновидностями. Наиболее известными являются **апатит** $\text{Ca}_5\cdot [\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl})$, **вивианит** $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2\cdot 8\text{H}_2\text{O}$, **бирюза** $\text{Cu}(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{PO}_4]_1\cdot (\text{OH})_8\cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

СИЛИКАТЫ – наиболее распространенные и сложные по составу и строению минералы. Главные химические элементы, входящие в состав силикатов – O, Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, а также Li, Be, B, Ti, Zn, редкие земли, F, H в виде (OH) или H_2O и др.

Основа всех силикатов – комплексные анионы в виде **кремнекислородных тетраэдров** $[\text{SiO}_4]^{4-}$ (четырёхгранников), которые могут сочетаться друг с другом и соединяться с различными элементами. В результате кристаллические решетки силикатов строятся в соответствии с разными структурными мотивами и образуют **подклассы силикатов**:

островные, кольцевые, цепочечные, ленточные, слоистые или листовые, каркасные (рис 2.5).

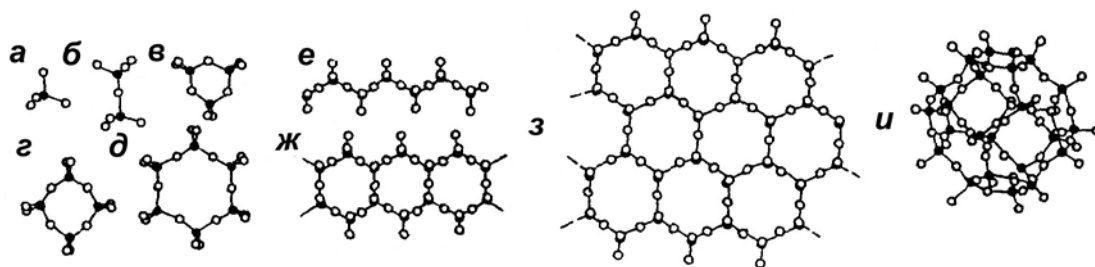


Рис. 2.5. Типы группировок кремнекислородных тетраэдров у силикатов: а - кремнекислородный тетраэдр, б – сдвоенный тетраэдр, в – кольцо из трех тетраэдров, г – кольцо из четырех тетраэдров, д – кольцо из шести тетраэдров е – цепочка, ж – лента, з – лист, и – каркас

Островные силикаты состоят из изолированных друг от друга тетраэдров, соединенных с ионами различных элементов. Таковыми являются **оливин** $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$, минералы из группы **гранатов**, **циркон** $Zr[SiO_4]$ и другие.

Кольцевые силикаты – изолированные кольцевидные структуры, каждая из которых может состоять из трех, четырех или шести тетраэдров с присоединенными к ним другими элементами. Кольцевым силикатом является **берилл** $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$, **турмалин** и другие.

Цепочечные силикаты – это цепочки, построенные из кремнекислородных тетраэдров. Цепочечными силикатами являются минералы из группы **пироксенов** – **авгит**, **гиперстен** $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$ и другие.

Ленточные силикаты состоят из изолированных лент, каждая из которых строится из двух цепочек. Такое строение имеют минералы из группы **амфиболов**, для которых характерен сложный и изменчивый химический состав. Наиболее распространенным амфиболом является **роговая обманка** $(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+})_4(Al, Fe^{3+})(OH)_2[(Al, Si)_4O_{11}]_2$.

Слоистые (листовые) силикаты сложены изолированными листоватыми структурами, возникшими в результате соединения лент в отдельные слои. К слоистым силикатам относятся многие порообразующие минералы. Наиболее распространенными являются **слюды**, **гидрослюды**, **различные глинистые минералы**, **тальк** $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$, **серпентин** (змеевик) $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$, **хлориты** (алюмосиликаты Fe и Mg), **глауконит** (водный алюмосиликат) $(K, Fe, Al)K(Fe, Al, Mg)_3(OH)_2[Al, Si_3O_{10}] \cdot nH_2O$.

Слюды – прозрачный бесцветный **мусковит** $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$ и его мелкочешуйчатая разновидность – **серицит**, а также черный **биотит** $K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[AlSi_3O_{10}]$.

Гидрослюды – гидромусковит и гидробиотит – измененные слюды, обогащенные OH и H_2O . Образуются они в зоне выветривания горных пород.

Глинистые минералы – каолинит, галлуазит, монтмориллонит, нонтронит образуются при выветривании горных пород и поэтому входят в состав кор выветри-

вания и грунтов. **Каолинит** $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ и **галлуазит** $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 \cdot 4H_2O$ являются продуктами выветривания полевых шпатов, слюд и других алюмосиликатов, а **монтмориллонит** $(Al_2Mg_3)[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$ и **нонтронит** $(Al_2Fe)[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$ соответственно – других силикатов, входящих в состав вулканических туфов, пеплов и ультраосновных магматических пород.

Каркасные силикаты характеризуются трехмерной (объемной) кристаллической решеткой, в которой кремнекислородные тетраэдры соединены между собой всеми четырьмя вершинами. Каркасными силикатами являются **полевые шпаты**, **фельдшпати́ды** и другие группы минералов.

Полевые шпаты слагают около 50% массы земной коры. Среди минералов этой группы выделяют **калиевые полевые шпаты** и **кальциево-натриевые (плагиоклазы)**. Наиболее распространенным калиевым является **ортоклаз** $K[AlSi_3O_8]$. Плагиоклазы представляют собой последовательный ряд из шести изоморфных минералов, начальным членом которого является **альбит** $Na[AlSi_3O_8]$, а конечным – **анортит** $Ca[Al_2Si_2O_8]$. Промежуточные минералы – **олигоклаз**, **андезин**, **лабрадор** и **битовнит** – состоят из альбитовых и анортитовых молекул, образующих определенные количественные соотношения между собой. Содержание SiO_2 в указанном ряду минералов уменьшается от альбита (68,8 %) к анортиту (43,28 %). В связи с этим альбит и олигоклаз относят к **кислым полевым шпатам**, андезин – к **средним**, а лабрадор, битовнит и анортит – к **основным**. Кислые плагиоклазы наиболее распространены и встречаются соответственно в кислых магматических породах.

Фельдшпати́ды – **лейцит** $K[AlSi_2O_6]$ и **нефелин** $Na[AlSiO_4]$ содержат меньшее количество SiO_2 и большее щелочей по сравнению с полевыми шпатами. Фельдшпати́ды входят в состав так называемых щелочных магматических пород – нефелиновых сиенитов и пегматитов.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЖНЕЙШИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И ЦЕННЫХ МИНЕРАЛОВ. Эти минералы представлены в таблице 2.3. В нее вошли:

- **самородные элементы** – сера, графит;
- **сульфиды** – пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь;
- **окислы и гидроокислы** – кварц, гематит, магнетит, лимонит, пиролюзит;
- **галоиды** – галит;
- **карбонаты** – кальцит;
- **сульфаты** – гипс;
- **силикаты** – гранат (островные), роговая обманка (цепочечные), тальк, серпентин, каолинит, мусковит, биотит (листовые), лабрадор, ортоклаз, пироксен (каркасные).

Таблица 2.3

Характеристика важнейших породообразующих и рудных минералов

№	Название и состав	Блеск; цвет	Черта	Спайность	Твердость	Формы нахождения	Диагностические признаки	Где и как используется
1	Графит C	Полуметаллический; черный	Черная, темно-серая	Не заметна	1	Мелкочешуйчатые агрегаты и вкрапления	Жирный на ощупь, твердость, черта	Электротехническая промышленность
2	Сера S	Жирный, стеклянный; желтый	Светло-желтая	Отсутствует	1,5	Кристаллические агрегаты и вкрапления	Желтый цвет, черта, хрупкость	Химическая промышленность, медицина
3	Галенит PbS	Металлический; свинцово-серый	Темно-серая	Совершенная	2,5-3	Кристаллические агрегаты и вкрапления	Свинцовый облик, спайность по кубу, тяжелый	Руда на свинец
4	Пирит FeS ₂	Металлический; латунно-желтый	Черная	Отсутствует	6-6,5	Кристаллические агрегаты и вкрапления	Цвет, блеск, черта, высокая твердость	Не используется
5	Сфалерит ZnS	Алмазный; темно-коричневый	Светло-бурая	Совершенная	4	Кристаллические агрегаты и вкрапления	Алмазный блеск, черта, спайность в 6-ти направлениях	Цинковая руда
6	Халькопирит CuFeS ₂	Металлический; латунно-желтый с побежалостью	Черная, зеленоватая	Отсутствует	4	Кристаллические агрегаты и вкрапления	В отличие от пирита не царапает стекло, побежалость	Медная руда
7	Киноварь HgS	Алмазный; ярко-красный	Красная	Не заметна	2-2,5	Вкрапления, кристаллические агрегаты	Красный цвет, низкая твердость	Руда на ртуть
8	Галит NaCl	Стеклянный; белый, бесцветный	Белая	Совершенная	2	Кристаллические агрегаты	Солёный вкус, низкая твердость, спайность по кубу	Пищевая и химическая промышленность

Продолжение таблицы 2.3

№	Название и состав	Блеск; Цвет	Черта	Спайность	Твердость	Формы нахождения	Диагностические признаки	Где и как используется
9	Гипс Ca SO_4 $2\text{H}_2\text{O}$	Стеклянный; белый, бесцветный	Белая	Совершенная	2	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Царапается ногтем, спайность в одном направлении	Стройиндустрия, медицина
10	Кальцит CaCO_3	Стеклянный; белый, бесцветный	Белая	Совершенная	3	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Вскипает с HCL, спайность по ромбоэдру	Стройиндустрия, металлургия
11	Гематит Fe_2O_3	Полуметаллический; буро-красный	Вишнево-красная	Отсутствует	От 1 до 5	Кристаллические агрегаты и вкрапления	Вишнево-красная черта, тяжелый	Железная руда
12	Магнетит Fe_3O_4	Полуметаллический; черный	Черная	Отсутствует	6	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Магнитность, черная черта, твердость	Железная руда
13	Лимонит Fe_2O_3 $n\text{H}_2\text{O}$	Матовый; от ржаво-бурого до темно-бурого	Бурая, ржаво-бурая	Отсутствует	От 1 до 5	Землистые, оолитовые агрегаты, пленки	Цвет, ржаво-бурая черта	Низкосортная железная руда
14	Пирролюзит MnO_2	Матовый; черный	Бархатисто-черная	Отсутствует	От 1 до 5	Скрытокристаллические агрегаты	Цвет, черта, низкая твердость	Марганцевая руда
15	Кварц SiO_2	Стеклянный; белый, бесцветный	Отсутствует	Отсутствует	7	Кристаллические агрегаты, кристаллы, зерна	Высокая твердость, отсутствие спайности, цвет	Производство стекла
16	Гранат	Стеклянный; буровато-красный	Отсутствует	Отсутствует	7-7,5	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Красный и буро-красный цвет, высокая твердость	Абразивные материалы
17	Пироксен	Стеклянный; черный	Светло-серая	Совершенная	6-6,5	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Призматическая форма кристаллов	Не используется

Продолжение таблицы 2.3

№	Название и состав	Блеск; цвет	Черта	Спайность	Твердость	Формы нахождения	Диагностические признаки	Где и как используется
18	Роговая обманка	Стеклянный; темно-зеленый	Зеленова-то-серая	Средняя	5,5-6	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Цвет, черта, призматическая форма кристаллов	Не используется
19	Биотит (черная слюда)	Перламутровый; черный	Белая, серая	Весьма совершенная	2,5	Чешуйчатые агрегаты	Цвет, спайность, листовая форма кристаллов	Термостойкий изоляционный материал
20	Мусковит (белая слюда)	Перламутровый; бесцветный	Белая	Весьма совершенная	2,5	Чешуйчатые агрегаты и включения	Цвет, спайность, листовая форма кристаллов	Изоляционный материал
21	Серпентин	Жирный, восковой; зеленоватый	Белая	Не заметна	3-4	Скрьпокристаллические, иногда волокнистые (асбест) агрегаты	Пятнистая окраска, жирный блеск, присутствие асбеста	Огнеупорные материалы, поделочный камень
22	Каолинит (белая глина)	Матовый; белый	Белая	Не заметна	1	Землистые массы	Размокает в воде	Фарфоро-фаянсовая промышленность
23	Тальк	Жирный; белый, серый	Белая	Не заметна	1	Скрытокристаллические агрегаты	Цвет, твердость, жирный на ощупь	Огнеупорные и смазочные материалы
24	Лабрадор	Стеклянный; темно-серый с иризацией	Белая	Совершенная	6	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Цвет, иризация, твердость, спайность в двух направлениях	Облицовочный камень
25	Ортоклаз	Стеклянный; от белого до светло-красного	Белая	Совершенная	6	Кристаллические агрегаты, кристаллы	Цвет, твердость, спайность в двух направлениях	Керамическое сырье

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте понятие "кларки химических элементов".
2. Для чего необходимы данные о среднем содержании химических элементов в земной коре?
3. Под влиянием каких факторов произошло формирование химического состава земной коры?
4. Назовите восемь наиболее распространенных химических элементов.
5. Какова связь между внутренним строением минералов и их внешней формой?
6. Где и каким путем образуются минералы?
7. Назовите основные физические свойства минералов.
8. В каких формах минералы находятся в земной коре?
9. Какова связь между внутренним строением минералов и их физическими свойствами?
10. Воспроизведите химическую классификацию минералов и приведите примеры минералов разных классов.

Глава 4. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Горные породы – это минеральные агрегаты определенного состава и строения, образованные соответствующими геологическими процессами и залегающие в земной коре в виде самостоятельных тел.

Горные породы содержат различные полезные ископаемые, а многие из них сами используются в качестве минерального сырья. Они также являются средой, в которой осуществляется наземное и подземное строительство. Этим объясняется необходимость комплексного геологического и горнотехнического изучения пород.

Содержание главы

Группы пород по происхождению

Основные характеристики пород

Размеры и формы тел, минеральный и химический состав, внутреннее строение (структура и текстура)

Магматические породы

Причины многообразия магматических пород, минеральный состав, формы тел и условия залегания, структуры и текстуры, классификация и краткая характеристика основных типов и видов

Осадочные породы

Вещественный состав и классификация, структуры, текстуры и формы залегания, обломочные, химические и органогенные породы

Метаморфические породы

Химический и минеральный состав, структуры, текстуры и классификация, породы регионального, контактового и динамического метаморфизма

ГРУППЫ ПОРОД ПО ПРОИСХОЖДЕНИЮ. Горные породы образованы различными экзогенными и эндогенными геологическими процессами, предварительная характеристика которых приведена в разделе 2.4. В соответствии с этим все породы разделены на три основные генетические группы:

- **магматические или изверженные**, образующиеся из магмы в результате ее остывания, кристаллизации и отвердения в глубинах земной коры и на ее поверхности;
- **осадочные**, образующиеся из осадков, накапливающихся на суше и в водоемах в виде обломков, продуктов химического разложения других пород, а также органических остатков;
- **метаморфические**, формирующиеся из магматических и осадочных пород в результате их преобразований, вызванных высокой температурой, давлением и химическими факторами в глубинах земной коры.

РАСПРОСТРОНЕННОСТЬ ПОРОД разного происхождения неодинакова. Подсчитано, что литосфера на 95 % сложена магматическими и метаморфическими породами и только 5 % ее составляют осадочные. В то же время осадочные породы покрывают 75 % земной поверхности и только 25 % ее занято магматическими и метаморфическими породами.

Исторически первыми на Земле появились магматические породы, когда в условиях высоких температур на планете магма образовывалась повсеместно. С возникновением на Земле атмосферы и гидросферы магматические породы стали разрушаться и химически разлагаться, а из продуктов их разрушения начали формироваться первые осадочные породы.

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Каждая горная порода, являясь продуктом определенного геологического процесса, сохраняет в себе его характерные признаки. Анализ таких признаков приводит к пониманию геологических условий, в которых порода образовалась. Обычно подобный анализ проводится для целых комплексов пород. Это позволяет воссоздавать геологическую историю их формирования и на этой основе прогнозировать размещение в них полезных ископаемых.

Изучением горных пород в полевых и лабораторных условиях занимается **петрография и литология**. В местах выхода пород на дневную поверхность (обнажениях) или по данным скважин выясняются размеры и формы породных тел, их состав, внутреннее строение, характер

контактов между разными породами и другие особенности. В лабораторных условиях с помощью микроскопических и других методов уточняется минеральный и химический состав пород, а также особенности их внутреннего строения. По совокупности полевых наблюдений и лабораторных определений делаются выводы об условиях образования пород и даются им окончательные названия.

Основными характеристиками горных пород являются:

- **размеры и форма тел;**
- **минеральный и химический состав;**
- **внутренне строение (структура и текстура).**

Каждая из характеристик составляется на основе целого ряда специальных признаков и показателей. По ним устанавливается не только происхождение породы, но и конкретные физические и химические условия ее формирования.

РАЗМЕРЫ И ФОРМЫ ТЕЛ ГОРНЫХ ПОРОД. Эта характеристика позволяет установить происхождение пород, а иногда и особенности условий их образования.

Магматические тела имеют преимущественно неправильные изометричные, удлиненные, плитообразные формы. Размеры их варьируют от сантиметров до многих километров. Осадочные породы чаще залегают в виде слоев и линз разной мощности и протяженности. Метаморфические породы могут унаследовать форму тел пород из которых они образовались или в виде ореолов оконтуривать магматические тела

Более полное рассмотрение форм породных тел будет приведено в разделе, посвященном описанию пород разных групп.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД. Составляющими частями горных пород могут являться: зерна минералов, нераскристаллизованное вещество магмы (вулканическое стекло), обломки ранее существовавших пород и цементирующее их минеральное вещество различного состава, органические остатки животного и растительного происхождения, космическая пыль и метеориты. Однако, главной составляющей частью горных пород являются минералы.

МИНЕРАЛЫ, СЛАГАЮЩИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ (породообразующие минералы), в зависимости от их количества, роли, которую они выполняют и времени образования, разделяются на **главные, второстепенные, первичные и вторичные.**

Главные породообразующие минералы слагают основной объем породы и определяют принадлежность ее к определенному виду. Например, кварц, калиевый полевой шпат, кислые плагиоклазы и биотит являются основными минералами гранита. В число главных породообразующих входит относительно небольшое количество минералов. Оно составляет около 30 видов. Среди них преобладают силикаты и алюмо-

силикаты. Подчиненное значение имеют карбонаты, сульфаты, галоиды, фосфаты.

Второстепенные минералы составляют не более 5% объема породы. К ним также относятся **акцессорные минералы**, содержащиеся в незначительных количествах, но определяющие иногда разновидности пород внутри одного их вида. Например, циркониевый гранит, содержащий акцессорный минерал циркон.

Главные минералы одних видов пород могут быть второстепенными в других. В качестве второстепенных в состав многих пород входят также **рудные минералы** – хромит, магнетит, ильменит, пирит и многие другие. Обычно они присутствуют в виде вкраплений.

По времени (последовательности) образования минералы делят на **первичные** и **вторичные**. Вторичные образуются на последующих этапах существования породы за счет различных процессов преобразования ее первичных минералов. В различных по происхождению породах одни и те же минералы могут быть как первичными, так и вторичными. Например, карбонаты в магматических породах это преимущественно вторичные минералы, а в осадочных – первичные.

По количеству минеральных видов, слагающих основной объем той или иной породы, они могут быть **мономинеральными**, если состоят из одного минерала (мрамор – из кальцита, гипс – из гипса), и **полиминеральными**, если состоят из большего числа (гранит, мергель). В земной коре преобладают полиминеральные породы.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД в целом определяется их минеральным составом. Количественная оценка химического состава производится по результатам лабораторных анализов и выражается процентным содержанием оксидов основных химических элементов – SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O и др.

Разные по происхождению группы пород характеризуются определенным набором породообразующих минералов – соответственно типично магматических, осадочных и метаморфических. Поэтому минеральный состав является одним из генетических признаков пород.

Прямая зависимость между минеральным и химическим составом магматических пород позволяет разделять их на химические типы без проведения дорогостоящих лабораторных определений. По минеральному составу осадочных обломочных пород устанавливают местонахождение источников поступления осадков, из которых они образованы. По составу метаморфических пород определяют характер и степень их преобразований.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД. Особенности внутреннего строения пород устанавливаются по ряду признаков, которые объединяются в два основных понятия: **структура** и **текстура**.

СТРУКТУРА ПОРОДЫ – это признаки характеризующие степень ее кристалличности, а также форму, размер и взаимоотношение составных частей в породе.

По степени кристалличности структура может быть **полнокристаллической**, если порода состоит из видимых кристаллических зерен, **скрытокристаллической** и **афанитовой**, если зерна малы и неразличимы глазом, а также **аморфной** или стекловатой, если преобладает нераскристаллизованная масса.

По форме составных частей породы структура может быть в разной степени **идiomорфнозернистой**, если минералы в породе имеют присущие их виду кристаллографические формы; **обломочной**, если порода состоит из обломков; **оолитовой** – из оолитов, **органогенной** – из остатков растений или животных.

По размерам минеральных зерен у полнокристаллических пород структура может быть **крупно –**, **средне –**, **мелкозернистой**. Для осадочных пород – **грубообломочной**, **песчаной** и т.д.

Выделяют также структуру **равномернозернистую**, если зерна в породе по размерам существенно не отличаются и **неравномернозернистую** – соответственно.

По взаимоотношению минералов в породе структура может быть **порфировой**, если в аморфной массе породы присутствуют отдельные кристаллические зерна и **порфировидной**, если такие зерна погружены в скрытокристаллическую массу.

ТЕКСТУРА ПОРОДЫ определяется особенностями расположения в пространстве составных ее частей – кристаллических зерен, обломков и т. д.

В зависимости от степени равномерности распределения составных частей пород их текстуры могут быть **однородные** и **неоднородные**. Неоднородные разделяются на **слоистые**, **сланцеватые**, **полосчатые**, **пятнистые**, **прожилковые** и др.

В зависимости от плотности упаковки составных частей в объеме породы выделяют текстуры **плотные** или **массивные**, **пористые**, **кавернозные** и др.

Текстуры еще более определенно отражают условия образования пород и последующие их изменения. Например, пористая, ноздреватая текстура у магматических пород указывает на то, что образовались они из лавы. И это понятно, так как пустоты в породе являются контурами пузырьков газа, бурно выделяющегося из магмы (лавы) в условиях дневной поверхности. По характерным особенностям горизонтальной, косой и волнистой слоистости осадочных песчано-глинистых пород можно установить их происхождение – прибрежно-морское, озерное, речное или эоловое(созданное деятельностью ветра). Не менее информативны текстуры метаморфических пород.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Магматические породы отличаются по минеральному составу, внутреннему строению и формам залегания. Многие десятки наименований этих пород не отражают всего их разнообразия. Более того, даже с одинаковым названием породы, залегающие в разных регионах Земли, по своим характеристикам идентичными быть не могут. Поэтому вначале необходимо понять причины такого разнообразия магматических пород.

ПРИЧИНЫ МНОГООБРАЗИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Многообразие магматических пород обусловлено сочетанием двух основных факторов: разным химическим составом магм и неодинаковыми физическими условиями преобразования их в породы.

ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД определяются показателями давления и температуры (P и T) в магме, а также характером изменения этих показателей во времени.

Резкий сброс давления в магме при выходе ее на дневную поверхность приводит к бурному выделению растворенных в ней летучих веществ (газов H_2O , H_2S , CO , CO_2 , Cl , NH_3 и др.), а следовательно и к изменению химического состава будущих пород.

При быстром снижении температуры магмы на поверхности кристаллические зерна минералов вырасти в ней не успевают. У пород образуется скрытокристаллическая структура, а часть вещества магмы вообще может затвердеть в виде аморфной стеклоподобной массы. Остывание магмы внутри литосферы происходит очень медленно. Поэтому времени хватает на формирование полнокристаллической структуры пород. При этом, на большей глубине вырастают более крупные минеральные зерна.

В целом по условиям кристаллизации магматические породы разделены на два типа:

- **эффузивные(вулканические)**, образованные в условиях дневной поверхности из лавы (магмы, из которой вышли растворенные в ней газы);
- **интрузивные(глубинные)**, образованные в результате остывания и отвердения магмы внутри литосферы.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД изменчив в силу того, что сами магмы представляют собой расплавы разных по составу магматических, осадочных и метаморфических пород. В свою очередь, от химического состава этих пород и температуры, при которой происходит их плавление, зависит важнейший параметр – **вязкость магмы**. Разная степень вязкости (текучести) магмы обуславливает определенные формы ее извержений и особенности перемещений внутри литосферы. Так, магмы, образованные из пород с высоким содержанием SiO_2 (кремнезема) –

низкотемпературные и вязкие, тестообразные, а магмы образованные из пород с низким содержанием SiO_2 – высокотемпературные (более 1000°C) и обладают хорошей текучестью.

Все магматические породы по процентному содержанию в них SiO_2 условно разделены на четыре большие группы: **кислые (> 65 %)**, **средние (52-65 %)**, **основные (45-52 %)** и **ультраосновные (< 45 %)**. В отдельную группу выделяются **щелочные породы**, характеризующиеся значительным содержанием K_2O и Na_2O (до 20 %) и относительно высоким содержанием SiO_2 (около 40-55 %).

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Он полностью обусловлен химическим составом магмы.

Главные породообразующие минералы магматических пород делятся на две группы:

- **салические**, богатые Si и Al (полевые шпаты, кварц, мусковит и др.);
- **мафические** или **фемические**, содержащие Mg и Fe (пироксены, амфиболы, биотит, оливин).

Породы, состоящие из светлых салических минералов называются **светлоокрашенными (лейкократовыми)**, а из темных мафических, так называемых **цветных минералов – темноокрашенными (меланократовыми)**.

Второстепенные, акцессорные и рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, турмалином, цирконом, мусковитом и др.

Вторичные минералы обычно являются продуктами разложения главных минералов и представлены хлоритом, серпентинитом, эпидотом, каолинитом, карбонатами и др. В сильно измененных магматических породах содержание вторичных минералов может быть достаточно большим. Естественно, что в темных ультраосновных и основных породах главными породообразующими будут цветные минералы, а в светлоокрашенных кислых – светлые салические.

ФОРМЫ ТЕЛ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Формы и размеры тел эффузивных и интрузивных пород очень разнообразны. Они определяются количеством магмы, ее вязкостью, геологическим строением района.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД зависят от вязкости лав и способа их извержения, которое может осуществляться в виде:

- **эффузии** (лат. эффузио -- растекание) – свободного излияния и растекания жидкой лавы основного состава из вулканических каналов;
- **экструзий** (лат. экструзио – выталкивание) – выдавливания из каналов вязкой магмы среднего и кислого состава;

- **эксплозий** (лат. эксплозио – взрывание) – вулканических взрывов, сопровождающихся выбросами очень вязкой лавы кислого состава в виде пирокластического материала (вулканического пепла, песка и более крупных обломков).

В соответствии с этим к эффузивному типу относятся породы **собственно эффузивные, экструзивные и пирокластические (вулканические туфы)**.

Собственно эффузивные породы в зависимости от рельефа местности залегают в виде **покровов** и **потоков**. Площадь покровов может достигать десятков и сотен тысяч километров.

Экструзивные породы образуют тела в форме куполов и обелисков высотой до 100-300 м.

Вулканические туфы, образующиеся в результате цементации пирокластического материала, устилают горные склоны вулканических конусов.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД определяются разнообразными способами проникновения магмы под давлением в механически ослабленные участки литосферы. Такими участками являются трещиноватые зоны, приуроченные к разрывам и складкам в породах, сами разрывные структуры, а также контакты между слоями осадочных пород. Образующиеся при этом тела магматических пород называются **интрузиями** или **интрузивами** (рис. 2.6).

Различают интрузии **согласные**, ориентированные вдоль слоев вмещающих их пород и **несогласные**, пересекающие их.

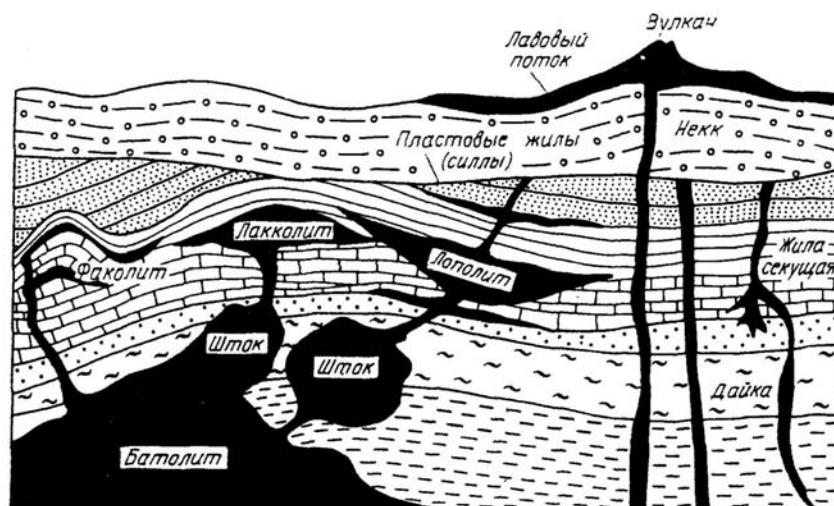


Рис. 2.6 Формы интрузивных и эффузивных тел магматических пород в земной коре (схема)

Согласными интрузиями являются **силлы, лакколиты, факолиты, лопполиты**, а несогласными – **батолиты, штоки, некки, дайки, магматические жилы и диапиры**. Характеристика этих интрузий

приведена в главе 7 «Магматические процессы».

Интрузивные породы в зависимости от глубины остывания магмы разделяются на **глубинные (абиссальные)** и **полуглубинные (гипабиссальные)**, затвердевшие на относительно небольшой глубине.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Эти характеристики очень разнообразны.

СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД отражают условия, в которых происходило остывание магмы и определяются двумя признаками: степенью кристалличности пород и размерами минеральных зерен в ней.

По степени кристалличности, как отмечалось ранее, структуры могут быть **полнокристаллическими**, **скрытокристаллическими** и **аморфными (стекловатыми)**. Полнокристаллические структуры характерны для интрузивных пород, так как их образование происходило на глубине и явилось результатом длительного остывания магмы. Остальные структуры характерны для эффузивных пород, образующихся из лавы в условиях быстрого ее охлаждения. **Порфировая** и **порфировидная** структура характерна для гипабиссальных пород, занимающих по условиям образования промежуточное положение.

По размерам кристаллических зерен минералов различают **гигантозернистую** структуру (более 10 мм), **крупнозернистую** (5-10 мм), **среднезернистую** (2-5 мм), **мелкозернистую** (0,5-2 мм), **афанитовую** (менее 0,5 мм), которую можно наблюдать только под микроскопом.

ТЕКСТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД отражают степень однородности состава магмы во время ее кристаллизации и условия, в которых этот процесс происходил. Для интрузивных пород характерны однородные массивные текстуры, когда минералы разного вида плотно упакованы и равномерно распределены по всему объему породы. Эффузивные породы также имеют массивную текстуру, но нередко еще и пористую, кавернозную, флюидальную (отражающую процесс течения лавы).

КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Представленная в таблице 2.4 классификация магматических пород является упрощенным ее вариантом, так как в ней нашли отражение лишь наиболее распространенные типы пород. При этом, большинство из приведенных в таблице наименований пород являются видовыми. Каждый из видов объединяет по несколько разновидностей пород, отличающихся по минеральному составу и другим характеристикам.

В настоящую классификацию не вошли так называемые **жильные породы**. Их характеристика приведена в конце раздела.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ И ВИДОВ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД. Характеристика содержит сведения о рас-

пространенности разных типов пород и описание тех их видов, которые приведены в табл. 2.4.

Таблица 2.4

Классификация магматических горных пород

Типы пород по химическому составу (по содержанию SiO ₂ , %)	Типы пород по условиям образования		Породообразующие минералы
	Интрузивные (глубинные)	Эффузивные (вулканогенные)	
Кислые (> 65 %)	Граниты	Липариты (риолиты) Пемзы Обсидианы Туфы	Кварц, калиевые полевые шпаты, кислые плагиоклазы, биотит, мусковит, редко роговая обманка
Средние (52–65 %)	Диориты (нормальный ряд)	Андезиты	Средние плагиоклазы около 70 %, роговая обманка, редко пироксены, биотит
	Сиениты (щелочной ряд)	Трахиты	Калиевые полевые шпаты до 50–70 %, кислые плагиоклазы, роговая обманка, редко биотит и пироксены
Основные (45–52 %)	Габбро Лабрадориты	Базальты Диабазы	Основные плагиоклазы, пироксены, редко оливин, биотит, роговая обманка
Ультраосновные (< 45%)	Дуниты Перидотиты Пироксениты	Пикриты Кимберлиты	Оливин, пироксены, редко биотит, роговая обманка

КИСЛЫЕ ПОРОДЫ – наиболее распространенные. Они составляют около 50 % всех магматических пород.

Граниты составляют около 70 % кислых пород. Залегают в виде батолитов, штоков, даек, жил самых разных размеров. Структура пород крупно-, средне- и мелкозернистая, порфировая, порфировидная, равномернозернистая. Текстура – массивная, реже полосчатая. Состоят граниты из калиевых и полевых шпатов, плагиоклазов и кварца. Из темноцветных минералов обычно присутствуют биотит, реже роговая обманка. Акцессорные минералы – апатит, циркон, гранат. Выделяются разновидности гранитов по минеральному составу – биотитовые, мусковитовые, роговообманковые и др. Граниты, в которых полностью отсутствует калиевый полевой шпат, называются **плагиогранитами**. Между гранитом и диоритом выделяются промежуточные по составу породы – **гранодиориты**.

Липариты (риолиты) составляют около 30 % кислых пород. Текстура липаритов массивная, пористая, миндалекаменная. Структура – скрытокристаллическая, стекловатая, порфировая. Порфировые включения обычно представлены кварцем. Цвет пород – светло-серый, розоватый, желтоватый. Стекловатая разновидность называется **обсидианом**. Эта порода обычно окрашена в темные цвета – черный, бурый, красноватый. Для обсидиана характерен раковистый излом, стеклянный или жирный блеск. Сильно пористое вулканическое стекло называется **пемзой**. С липаритом часто ассоциируют пирокластические (вулканогенные) породы: туфы, ту-

фо-брекчии. Основная масса этих пород состоит из смеси лавы и пепла, в которую включены обломки стекловатых пород.

СРЕДНИЕ ПОРОДЫ составляют не более 5-6 % магматических пород. В этих породах выделяют ряд с нормальной щелочностью и ряд с повышенной. Интрузивными породами нормального ряда являются диориты, а эффузивными - андезиты. Соответственно породами щелочного ряда являются сиениты и трахиты.

Диориты залегают в виде малых интрузий (лакколитов, штоков, даек, жил). Довольно часто диориты образуют краевые части массивов, сложенных кислыми, реже основными породами. Структура пород полнокристаллическая, иногда порфировидная. Текстура – массивная. Породы состоят из плагиоклазов, роговой обманки, но могут присутствовать пироксены и биотит. Эффузивные аналоги диоритов – андезиты.

Андезиты залегают в виде потоков, куполов. Текстура – массивная, пористая, структура – стекловатая, порфиристая. Под микроскопом в составе породы видны мельчайшие кристаллики минералов среди вулканического стекла. Минералы порфировых вкрапленников обычно представлены плагиоклазом, пироксеном, реже роговой обманкой и биотитом. Цвет андезитов обычно серый различной насыщенности.

Сиениты залегают в виде потоков, даек, жил, лакколитов. Структура пород – средне- и крупнозернистая. Текстура – массивная. Состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклазов, темноцветных минералов (биотита, роговой обманки, пироксенов). Акцессорные минералы – сфен, циркон, магнетит, апатит. Вторичные минералы – серицит, эпидот, хлорит, каолинит. Окраска пород – серая, желтовато-серая, красная различной насыщенности. Эффузивные аналоги сиенитов – трахиты.

Трахиты – имеют скрытокристаллическую, порфиристую структуру. Текстура – массивная, пористая. Порфиристые вкрапленники представлен полевыми шпатами, биотитом, роговой обманкой, пироксенами. Цвет породы серый с желтоватыми или красноватыми оттенками.

ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ составляют 35 –37 % магматических пород. Главными породообразующими минералами являются основные плагиоклазы и пироксены. Второстепенные минералы – роговая обманка, оливин. Акцессорные – магнетит, хромит, апатит. Вторичные минералы – хлорит, тальк, эпидот, серпентин. Интрузивными являются габбро, а эффузивными базальты и диабазы.

Габбро состоит главным образом из основного плагиоклаза и пироксена. Габбро, состоящие на 70-90% из лабрадора, называются лабродоритами. Структура габбро средне- и крупнозернистая. Текстура – преимущественно массивная. Окраска пород буровато-серая, почти до черной; для лабродорита характерен светло-серый цвет.

Базальты характеризуются массивной текстурой, иногда порфиристой структурой. Основная масса пород обычно мелкозернистая, реже состоит из мельчайших зерен породообразующих минералов и вулканического стекла. Порфиристые вкрапления представлены плагиоклазами и пироксенами, реже оливином и магнетитом. Размеры их могут достигать одного сантиметра. Из акцессорных минералов наиболее типичен – апатит. Окраска пород – темно-серая или черная. Базальты являются самыми распространенными эффузивными породами. Залегают они в виде потоков и покровов.

Близкими по своим характеристикам к базальтам являются диабазы. Отличаются они от базальтов формой залегания (характерны дайки) и значительным развитием вторичных минералов – хлорита, эпидота и др.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ составляют не более 2 % всех магматических. В их составе только темноцветные минералы – оливин и пироксены. Интрузивными являются **дуниты, перидотиты и пироксениты, а эффузивными – пикриты.**

Интрузивные породы отличаются по содержанию в них оливина. Соответственно: в дуните оливин составляет от 75 до 100 %, в перидотите – 30-75 %, в пироксените – до 30 %. Акцессорные минералы этих пород представлены хромитом, магнетитом и др., вторичные – серпентином, тальком и магнезитом. Нередко степень изменения породы достигает такого уровня, что весь массив оказывается замещенным вторичными минералами. Цвет ультраосновных пород – от темно-зеленого до черного. Текстура – массивная, полосчатая, структура – крупно-, средне- и мелкозернистая. Формы залегания – лакколиты, дайки, жилы и неправильные по форме тела.

Пикриты встречаются очень редко. Залегают в виде небольших потоков и покровов. Минеральный состав и цвет те же, что и у интрузивных пород этой группы. Структура – скрытокристаллическая, порфировая, текстура – массивная, пористая, миндалекаменная.

К вулканогенным ультраосновным породам относятся также алмазоносные **кимберлиты**. Они представляют собой рыхлые продукты вулканических извержений, состоящие из обломков разнообразных пород и минералов. Основными среди них являются серпентин, карбонаты, оливин, пироксены, гранаты (пироп). Среди акцессорных минералов встречаются алмазы.

Жильные магматические породы образуют относительно самостоятельную группу. К ним относятся магматические породы, залегающие в форме даек и жил. Жильные породы приурочены к магматическим массивам и связаны с ними общим генезисом. Состав этих пород может быть различным. Наиболее распространенными жильными породами являются аплиты и пегматиты.

Аплиты – лейкократовые мелкозернистые породы, в которых преобладают светлые минералы. В зависимости от связи с теми или иными интрузиями выделяют гранит-аплиты (просто аплиты), сиенит-аплиты, диорит-аплиты и габбро-аплиты. Аплиты состоят из кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Окраска белая, розовая, до светло-красного.

Пегматиты – крупно- и гигантозернистые жильные тела, близкие по составу тем интрузиям, с которыми они пространственно связаны и от которых отличаются формой, строением и наличием редкоземельной минерализации.

Подавляющее число пегматитов связано с гранитами(гранитные пегматиты), реже встречаются пегматиты, связанные со щелочными магматическими породами(щелочные пегматиты) и основными породами(габбро-пегматиты).

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы входят в состав верхней части земной коры и слагают ее осадочную оболочку – стратисферу. Эти породы сформировались путем уплотнения и преобразования минеральных и органических осадков, которые в результате экзогенных процессов накапливались на суше и в водоемах. Минеральные осадки явились продуктами разрушения (выветривания) всех горных пород, выходящих на поверхность земной коры. Поэтому состав осадков, так же как и состав разрушаемых пород,

очень разнообразен. В связи с этим и вещественный состав осадочных пород явился основным признаком, по которому эти породы разделяются на разные типы и виды.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. Основными составными частями осадочных пород являются:

- **обломки** минералов и горных пород (механические осадки);
- **осадочные минералы**, образованные в результате химических реакций осаждения из растворов (химические осадки);
- **остатки растительного и животного происхождения** (органические осадки).

ОБЛОМКИ ПОРОД по своим размерам могут быть разными – от долей миллиметра до десятков метров в поперечнике. Мелкие обломки, размер которых не превышает нескольких миллиметров, обычно состоят из одного минерального вида – кварца, полевого шпата, кислого плагиоклаза, рутила, граната, сфена и т.д. Эти минералы имеют высокую твердость, плохо растворимы и поэтому не разрушаются при выветривании и переносе водными и воздушными потоками. Такие минералы - обломки называются **реликтовыми** или **остаточными**, так как они перешли в состав осадочной породы из первичных пород – магматических.

Важным генетическим признаком является **форма обломков**. Те из них, которые не претерпели значительных перемещений, сохранили **остроугольную форму**, а те, которые подверглись переносу, приобрели в разной степени **окатанную форму**.

ОСАДОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ образуются двумя способами. Основной из них – это выпадение минералов из растворов в результате увеличения концентрации, изменения температуры, коагуляции коллоидов и других химических реакций. Второй – биохимический способ образования осадочных минералов. Он осуществляется за счет организмов, извлекающих из воды CaCO_3 , SiO_2 , фосфаты и строящих из этих соединений свои раковины и скелеты. В результате накопления таких твердых остатков образуются соответствующие **биохимические породы**.

Наиболее распространенными осадочными минералами являются различные глинистые минералы, образующиеся при выветривании полевых шпатов, слюд, амфиболов. Широко распространены также карбонаты, сульфаты, галоиды, кремнистые соединения, оксиды и гидроксиды Fe, Mn, Al.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ в виде отдельных частей растений, их спор и пыльцы, мягких и костных тканей животных, раковин, простейших организмов в том или ином количестве присутствуют во многих осадочных породах. Некоторые осадочные породы практически полностью состоят из органических остатков.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. По вещественному составу выделяют четыре основные группы осадочных пород:

- **обломочные**, состоящие из обломков;
- **глинистые**;
- **химические (хемогенные)**, сложенные осадочными минералами как химического, так и биохимического происхождения;
- **органические (органогенные)**, образованные из остатков растительного или животного происхождения.

Такое разделение является достаточно условным, так как осадочные породы в большинстве своем представляют сочетание осадков разных типов. Отнесение породы к той или иной группе и ее наименование производится по преобладающему (более 50 %) в составе породы осадочному материалу.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. Внутреннее строение осадочных пород зависит от состава осадочного материала и условий его накопления.

СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД у разных их типов разные:

- у обломочных пород – **обломочные**;
- у химических – **кристаллические, аморфные и оолитовые**;
- у органических – **органогенные**.

Обломочные структуры, в зависимости от размеров обломков, разделяются на следующие виды:

- **грубообломочные** или **псефиторвые** (> 2 мм);
- **песчаные** или **псаммитовые** (0,1-2 мм);
- **алевритовые** или **иловатые** (0,01-0,1 мм);
- **глинистые** или **пелитовые** (< 0,01 мм);
- **смешанные**.

Сцементированными (монолитными)рыхлые обломочные породы становятся в большинстве случаев благодаря циркуляции через них подземных минерализованных вод, откладывающих в порах пород карбонатные, кремнистые, железистые и другие соединения. От состава цемента во многих случаях зависит название обломочной породы и показатели ее физико-механических свойств.

Кристаллические структуры разделяются на **крупнокристаллические** (зерна >1,0 мм), **среднекристаллические** (0,1-1 мм), **скрытокристаллические** (0,01-0,1 мм), **пелитоморфные** (<0,01).

Органогенные структуры могут быть **зоогенными**, если остатки животного происхождения и **фитогенными** – если растительного. Различают также **биоморфную** структуру, если остатки организмов имеют хорошую сохранность и **детритусовую**, если остатки представлены обрывками растений или обломками раковин.

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД отражают условия накопления осадков. Следует различать **макро-** и **микротекстуры**.

Макротекстурой для большинства осадочных пород является их **слоистое строение**. Слои разной мощности отличаются по крупности

составных частей, окраске или другим признакам. Такое строение отражает изменения в составе осадочного материала или динамике среды в период осадконакопления. При этом, в отдельных образцах слоистую текстуру можно и не обнаружить. Лучше всего она проявляется на крупных объектах – в обнажениях пород.

Микротекстуры отражают внутреннее строение отдельных слоев и являются показателями конкретных условий осадконакопления. Выделяют текстуры: **микрослоистые** (горизонтально-, косо-, волнистослоистые), **неслоистые однородные, плотные и рыхлые, землястые** (пористые) и **натечные** или **колломорфные**. Информативны также текстуры, наблюдаемые на поверхностях слоев. К ним относятся волнистые **знаки ряби**, отпечатки водных струй, капель дождя, трещин высыхания и т.д.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. В разрезе осадочные породы обычно залегают в виде **слоев** и **линз** разной протяженности и мощности. В плане конфигурация тел осадочных образований и их размеры зависят от физико-географических условий, в которых происходило осадконакопление – в глубоководной или прибрежной части моря, у основания склонов или в отдельных углублениях и т.д. Естественно, что по форме тел в сочетании с другими характеристиками можно устанавливать условия образования осадочных пород.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ. Эти породы разнообразны по составу и условиям образования.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД, представленная в таблице 2.5, учитывает три основных признака:

- **размер обломков** в породе (структуру);
- **форму обломков** (остроугольная или окатанная);
- **сложение породы** (рыхлое или сцементированное).

Глыбы, щебень и дресва устилают крутые склоны и образуют скопления у их подножий. Эти остроугольные обломки образуются при механическом разрушении (физическом выветривании) горных пород.

Валуны, галечники и гравий накапливаются на берегах морей, озер, в руслах рек. Образуются в результате истирания глыб, щебня и дресвы в процессе их перемещения водными потоками.

Брекчии, конгломераты, дресвяники, гравелиты – это сцементированные разности соответствующих рыхлых осадков. Цементом в этих породах обычно является алевроито-глинистая масса, кремнистое и карбонатное вещество (рис. 2.7).

Пески и песчаники – соответственно рыхлые и сцементированные породы. По минеральному составу они могут быть **мономиктовыми**, если состоят из одного минерального вида (кварцевые, глауконитовые и др.), **олигомиктовыми**, если сложены двумя минералами (кварцем и полевыми шпатами) и **полимиктовыми** соответственно. Происхождение пород разное – морское, озерное, речное, ледниковое, эоловое. Цвет пород (темно-серый, белый, зеленоватый, желтый, красный) зависит от происхождения и климатических условий.

Алевриты и алевролиты образуются и накапливаются в тех же физико-географических условиях, что и пески. Алевролиты (сцементированные алевриты) обычно имеют тонкослоистую текстуру и не размокают в воде. К алевритам также относятся **лессы** – слабоуплотненные пылеватые неслоистые породы светло-желтого цвета, состоящие из смеси глинистых частиц, зерен кварца, карбонатов, гипса. Лессы очень распространенные породы. Они покрывают около 60% территории Украины слоем мощностью в десятки метров. Образование лессов связывают с деятельностью ветра.

Таблица 2.5

Классификация обломочных пород

Группы горных пород	Размер обломков, мм	Наименование пород			
		Рыхлые породы		Сцементированные породы	
		Остроугольные обломки	Окатанные обломки	Остроугольные обломки	Окатанные обломки
Грубообломочные (псефиты)	> 100	Глыбы	Валуны	Брекчии	Конгломераты
	10-100	Щебень	Галечник	Брекчии	Конгломераты
	2-10	Дресва	Гравий	Дресвяники	Гравелиты
Песчаные (псаммиты)	1-2	Пески грубозернистые		Песчаники грубозернистые	
	0,5-1	Пески крупнозернистые		Песчаники крупнозернистые	
	0,25-0,5	Пески среднезернистые		Песчаники среднезернистые	
	0,1-0,25	Пески мелкозернистые		Песчаники мелкозернистые	
Алевритовые (аледриты)	0,01-0,1	Аледриты		Аледролиты	
Глинистые (пелиты)	< 0,01	Глины		Аргиллиты	

Глинистые породы. Эти породы являются наиболее распространенными среди осадочных. Рыхлые их разновидности называются **глинами**, а сцементированные – **аргиллитами**. Аргиллиты, в отличие от глин, в воде не размокают.

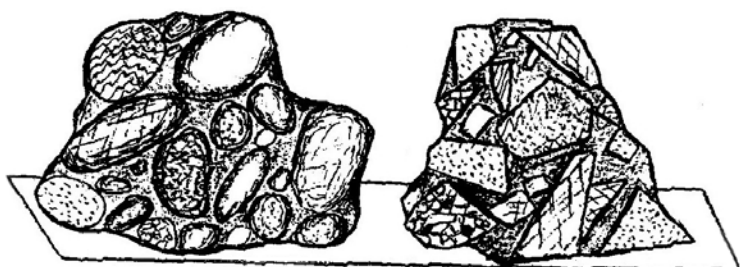


Рис. 2.7. Осадочные грубообломочные сцементированные породы:
а - конгломерат гравийно-галечный; б – брекчия дресвяно-щебневая

Глины в сухом виде характеризуются землистым строением и легко разминаются. Во влажном состоянии жирны на ощупь. При впитывании влаги становятся пластичными, после обжига приобретают твердость камня. По происхождению выделяют **остаточные глины**, образующиеся при накоплении глинистых минералов на месте химического разложения выветриваемых пород, и **осадочные (переотложенные)** глины, образующиеся в результате осаждения из воды взвешенной глини-

стой мути. Среди осадочных глин различают морские, лагунные, речные, озерные и др. Для этих глин характерна тонкая слоистость. Глины состоят из глинистых минералов – каолинита, монтмориллонита, гидрослюд и др. Однако в них обычно присутствует то или иное количество (до 50 % объема) алевритовой и мелкопесчаной примеси, состоящей из кварца, полевых шпатов, хлорита, глинозема (Al_2O_3) и других минералов. Цвет глин зависит от их минерального состава (белый, красный, синий, зеленый, желтый, темный).

ХИМИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ. Источником для образования хемогенных пород являются продукты химического разложения (выветривания) пород суши. Часть этих продуктов остается на месте своего образования, и из них со временем формируются соответствующие породы. Другая часть продуктов вначале в растворенном состоянии переносится речным стоком в водоемы (морья, озера, лагуны), а затем выпадает на их дне в виде различных по составу осадков или усваивается организмами. Уплотнение и перекристаллизация химических осадков и скелетных частей умерших организмов приводит к формированию соответственно **химических и биохимических** пород.

В зависимости от состава химические и биохимические породы делятся на следующие типы (таблица 2.6).

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ одни из наиболее распространенных. К ним относятся **известняки, мел, доломиты и мергели**.

Известняки в основном состоят из **кальцита** и по происхождению могут быть **хемогенными** или **биогенными**. Окраска известняков преимущественно светлая, серая.

Хемогенные известняки образуются в результате выпадения кальцита из воды в морях, лагунах, озерах. К ним относятся **пелитоморфные** известняки, состоящие из скрытокристаллической массы; **оолитовые** известняки, состоящие из сцементированных оолитовых зерен; **известковые туфы** или **травертины** – пористые породы, образующиеся в местах выхода на поверхность пещерных вод с высоким содержанием $CaCO_3$.

Биохимические известняки образуются из скопления раковин моллюсков или скелетных частей организмов, состоящих из кальцита.

Таковыми породами являются **известняки-ракушечники, детритусовые известняки** (из сцементированных обломков раковин), **известняки коралловые, фузулиновые, мшанковые** и др. – в соответствии с наименованиями организмов, из остатков которых они состоят.

Во всех известняках обычно в разных количествах присутствуют примеси – глинистые, алевритовые, песчаные, кремнистые, углефицированные.

Известняки используются как строительные материалы, для получения извести, при производстве цемента, в металлургии в качестве флюса.

Мел представляет собой уплотненную массу, состоящую из мелких обломков раковин фораминифер и известковых водорослей. Фрагменты этих остатков можно рассмотреть только с помощью микроскопа.

Доломиты на 90-95 % состоят из минерала доломита [$CaMg(CO_3)_2$], скрытокристаллические массы которого могут образоваться в результате осаждения из рас-

творов или путем преобразования известняков. Доломиты похожи внешне на известняки, но имеют более темную окраску и менее активно вступают в реакцию с HCl.

Таблица 2.6

Классификация химических и биохимических осадочных пород

Типы пород	Химические породы	Биохимические породы	Минеральный состав
Карбонатные	Известняки хемогенные: -пелитоморфные -оолитовые -известковые туфы	Известняки биохимические: -ракушечники -детритусовые -коралловые -фузулиновые и др.	Кальцит- CaCO ₃
Кремнистые	Кремнистые туфы Гейзериты Кремни	Диатомиты Трепелы Опоки	Опал - SiO ₂ *H ₂ O Халцедон - SiO ₂
Железистые: -оксидные -силикатные -карбонатные	Бурые железняки	--	Лимонит - Fe ₃ O ₄ *nH ₂ O Гетит- FeO(OH)
Марганцевые	Марганцевые руды	--	Пирролюзит – MnO ₂
Галоидные	Каменная соль Калийно- магнезиальные соли	-- --	Галит – NaCl Сильвин - KCl Карналлит – KCl*MgCl ₂ *6H ₂ O
Сульфатные	Гипсы Ангидриты	-- --	Гипс – CaSO ₄ *H ₂ O Ангидрит-CaSO ₄
Глиноземистые	Латериты Бокситы	-	Диаспор– AlO(OH) Гиббсит - Al(OH) ₃
Фосфатные (фосфориты)	Песчано-глинистые породы с фосфатом кальция	--	Апатит– Ca ₅ [PO ₄] ₃ (F, Cl, OH)

Мергели – породы смешанного состава, содержащие помимо CaCO₃ глинистые минералы в количестве около 30-50%. В зависимости от содержания глины различают известковую глину, мергель и глинистый известняк. Мергели имеют светлую окраску, образуются в морских и озерных условиях. Используются как основное сырье в цементном производстве.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ состоят из опала (SiO₂*nH₂O) и халцедона (SiO₂). Эти породы, так же как и карбонатные, могут быть **хемогенными** и **биогенными**.

Хемогенными являются **кремнистые туфы** и **гейзериты**, образующиеся путем выпадения опала из воды гейзеров и горячих минеральных источников. Наиболее распространены кремни, состоящие из халцедона, опала и глинистых примесей.

Кремни преимущественно в виде конкреций входят в состав многих осадочных пород.

Биогенными породами являются **диатомиты**, сложенные из кремнистых остатков диатомовых водорослей и простейших организмов – радиолярий. Для диатомитов характерна высокая пористость и соответственно небольшая объемная масса.

Кремнистыми породами предположительно смешанного происхождения (химического и биохимического) являются **трепелы** и **опоки**. Эти породы и внешне и по составу похожи на диатомиты.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ отличаются многообразием своего состава. Выделяются **оксидные, силикатные, карбонатные** и другие железистые соединения. Наиболее распространенными являются **бурые железняки**, состоящие из лимонита, гетита, глинистых и кремнистых примесей. Для этих пород характерна желто-бурая (ржавая) окраска, оолитовая структура, плотная или кавернозная, а также землистая текстура. Бурые железняки – низкосортная железная руда.

МАРГАНЦЕВЫЕ ПОРОДЫ имеют меньшее, чем железистые распространение. Они являются основной рудой на марганец. Марганцевые, так же как и железистые образования, переносились в виде коллоидных соединений и отлагались на дне специфических по своим условиям мелководных водоемов. Марганцевые руды состоят из черного пиролюзита и других оксидных соединений, имеют нередко оолитовую структуру, часто землистую или конкреционную текстуру.

ГАЛОИДНЫЕ И СУЛЬФАТНЫЕ ПОРОДЫ имеют широкое распространение. К ним относятся **каменные соли**, состоящие из галита (NaCl), **калийно-магнезиальные соли**, состоящие из сильвина (KCl) и карналлита ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), **гипсы** ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и **ангидриты** (CaSO_4). Выпадение этих солей происходит в замкнутых водных бассейнах, мелководных заливах и соленых лагунах, расположенных в аридных областях земного шара.

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ – **латериты** и **бокситы**, образующиеся благодаря процессам выветривания в условиях жаркого влажного климата.

Латериты (лат. латер – кирпич) представляют собой остаточные продукты выветривания алюмосиликатных магматических пород. Они богаты глиноземом (Al_2O_3) и состоят из диаспора, гиббсита и гидроокислов железа. Поэтому цвет латеритов красный. Они могут быть мягкими или твердыми (твердость от 2 до 6); обычно землистые, часто имеют оолитовую структуру.

Бокситы – осадочные или остаточные породы, состоящие из гидратов оксидов алюминия – диаспора, бёмита, гиббсита с примесью лимонита, каолинита, SiO_2 и TiO_2 . Они представляют собой мягкую или плотную породу (твердость от 2 до 4) светлого или красного цвета. Бокситы часто имеют оолитовую структуру, иногда очень похожи на глины, являются важнейшей рудой на алюминий.

ФОСФАТНЫЕ ПОРОДЫ ИЛИ ФОСФОРИТЫ – это различные осадочные породы (песчаники, глины, мергели) обогащенные кальциевыми солями фосфорной кислоты (12-40 % P_2O_5). По внешнему виду фосфориты очень разнообразны. Цвет их серый до черного. Встречаются сплошные пластовые фосфориты, похожие на известняк, песчаник и желваковые – в виде конкреций. Существует несколько теорий происхождения фосфоритов. Применяются фосфориты как удобрения и для получения фосфора.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ. Эти породы образовались из остатков растительного и животного происхождения. Известно, что растительные остатки – это в основном клетчатка [$n(C_6H_{10}O_5)$], а мягкие ткани животных – преимущественно белки, жиры и углеводы. Соответственно различают две основные группы органогенных пород – породы **торфяно-угольного** ряда, образованные преимущественно из растений и **битумного** ряда (нефть и др.), образованные из мягких тканей животных, простейших организмов и водорослей (таблица 2.7).

Таблица 2.7

**Классификация органических осадочных пород
(каустобиолитов)**

Генетический ряд пород	Название пород	Исходные органические вещества
Угольный	Торфы Бурые угли Каменные угли Антрациты	Клетчатка растений $n(C_6H_{10}O_5)$
Битумный	Нефти Горючие газы Асфальты Озокериты Сапропелевые угли Горючие сланцы	Белки и жиры из мягких тканей животных организмов и простейших водорослей, входящих в состав сапропеля.

Породы угольного и битумного рядов – ценнейшие горючие полезные ископаемые. Они имеют общее название **каустобиолиты** (гр. *каустос* – горючий, *биос* – жизнь, *литос* – камень).

ПОРОДЫ УГОЛЬНОГО РЯДА – торф, бурые и каменный угли, а также антрациты образованы из остатков высших (древесных) растений и их смолистых выделений. Эти породы представляют собой генетический ряд, началом которого является торф, накапливающийся в болотах.

Торф образуется в результате гумификации растительных остатков – их химического преобразования в бескислородной болотной среде с участием анаэробных бактерий. Последующее физико-химическое преобразование торфа в угли обусловлено постепенным тектоническим погружением осадочной толщи вглубь земной коры. Эти преобразования называются процессами **углефикации**. Торфяные залежи вначале превращаются в пласты бурого угля, затем каменного, а глубже 7-8 км становятся антрацитами. Процессы углефикации приводят к увеличению содержания в углях углерода (от 60 % в торфе до 95 % в антраците) и уменьшению содержания водорода и кислорода соответственно.

Торф в сухом виде – это рыхлая полуразложившаяся растительная или землянистая пористая масса бурого или черного цвета. Алевритоглинистая примесь в торфе сохраняется и в углях и составляет их зольность. Мощность торфяных залежей может составлять многие метры.

Бурый уголь представляет собой легкую плотную породу темно-бурого или черного цвета, содержащую иногда отдельные неразложившиеся растительные остатки.

Каменные угли – более плотные, пачкающие руки монолитные породы черного цвета. Блеск матовый, излом неровный или раковистый. Текстура горизонтально-тонкослоистая.

Антрацит – черная, не пачкающая рук плотная порода. Блеск яркий металлический, излом раковистый или неровный ступенчатый.

ПОРОДЫ БИТУМНОГО РЯДА – нефть, горючие газы, асфальт, озокерит, сапропелевые угли, горючие сланцы. Все эти породы образовались из **сапропеля** – темного глинистого ила, накапливающегося на дне застойных водоемов – в болотах, озерах, замкнутых морях, лагунах, заливах. Сапропель – это алеврито-глинистые осадки, насыщенные органическими веществами животного происхождения. Органика образуется в результате биохимического (бактериального) разложения в бескислородной среде мягких тканей отмирающих животных – рыб, членистоногих, насекомых, планктона, а также простейших водорослей. В дальнейшем, в зависимости от того в каких термодинамических условиях пребывает сапропель, из него образуются те или иные породы битумного ряда. В частности, образование нефти происходит на глубинах измеряемых километрами под давлением вышележащих пород и при соответствующей температуре.

Нефть – маслянистая жидкость желтовато-коричневого или черного цвета. Основными элементами ее являются углерод и водород, образующие углеводороды метанового, нефтяного и ароматического рядов с примесями сернистых и некоторых других соединений. За счет преобладания в составе нефти легких или тяжелых углеводородов меняется плотность, вязкость и цвет нефти. Нефть с плотностью более 0,9 считается тяжелой.

Горючие газы, в основном метанового (CH_4) состава, являются спутниками нефтяных и угольных месторождений. Газы растворены в нефти или находятся в порах пород и образуют так называемую газовую шапку над отдельными нефтяными залежами. В угольных месторождениях метан на больших глубинах (более 200-500 м) содержится в сорбированном состоянии в углях (до 30-35 м³ газа на 1 т добываемого угля) и в порах вмещающих пород. Образование метана в углях связано с процессами углефикации.

Асфальты генетически связаны с нефтяными месторождениями. Асфальт является продуктом окисления нефти и представляет собой аморфное вещество черно-бурого цвета с плотностью около единицы. Встречаются асфальты в виде жильных образований или пропитывают проницаемые породы.

Озокериты или горные воски также являются продуктами изменения нефти. Внешне они напоминают пчелиный воск, но имеют более темную окраску. По составу озокерит близок к нефти, содержит твердые, жидкие и газообразные углеводороды. Горит ярким коптящим пламенем. Форма залежей такая же, как и у асфальтов. Озокериты и асфальты при сухой перегонке дают газообразные и жидкие углеводороды, смазочные масла и другие продукты.

Сапропелевые угли (сапропелиты) сравнительно редкие образования. В виде отдельных залежей и прослоев они встречаются среди гумусовых углей. Образовались сапропелиты в результате разложения простейших планктонных и растительных организмов (колоний зеленых и сине-зеленых водорослей). Нередко сапропелиты отличаются большой зольностью и тогда они называются горючими сланцами.

Горючие сланцы – это глинистые или мергелистые породы темно-коричневого и темного цвета, содержащие от 20 до 60% органики битумного состава. В тонких пластинках сланцы горят коптящим пламенем с запахом нефти или керосина. Используются в качестве топлива на местных электростанциях, а также для получения дегтя и горючих газов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Метаморфические горные породы – это преобразованные в глубинах земной коры осадочные и магматические породы. Этим объясняется большое разнообразие и широкое распространение метаморфических пород. Они слагают основную часть земной коры материков.

Метаморфизм осадочных и магматических пород обусловлен изменениями термодинамических и химических условий пребывания их в земной коре. В свою очередь такие изменения являются следствием тектонических движений литосферы. В тех регионах, где она опускается формируются прогибы. Прогибы, по мере их углубления и расширения, заполняются комплексом осадочных и магматических пород, нижние части которого оказываются на глубинах до 10-20 и более километров. Здесь, в условиях сильного давления и высокой температуры, минералы становятся неустойчивыми и не могут оставаться в первичном своем виде. У них одновременно происходит перестройка кристаллических решеток и изменение химического состава. Осадочные и магматические минералы постепенно преобразуются в метаморфические. При этом в породах формируются типичные метаморфические структуры и текстуры.

В зависимости от геологических условий выделяют три основные вида метаморфизма:

- **региональный**, происходящий во всей огромной массе пород, погружающейся в прогибах земной коры;
- **контактовый**, приуроченный к местам соприкосновения пород с магмой;
- **дислокационный**, имеющий место в подвижных разломных и складчатых зонах земной коры.

ХИМИЧЕСКИЙ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.

Эти характеристики отличаются рядом своих особенностей.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД в целом соответствует составу исходных. Однако, в отдельных породах он может существенно изменяться в результате протекания обменных химических реакций между породами и магмой.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД разнообразен. При этом отдельные породы могут состоять как из одного минерального вида (например, кварцит – из кварца, мрамор – из кальцита), так и из многих сложных силикатов. Главные породообразующие минералы – кварц, полевые шпаты, слюды, пироксены и амфи-

болы, а также типично метаморфические минералы – гранаты, тальк, серпентин, хлорит, эпидот, карбонаты и др.

Среди минералов особенно распространены параллельно ориентированные листоватые, чешуйчатые, пластинчатые формы кристаллов, что связано с ростом их в условиях однонаправленного давления (стресса). Это выражается в развитии сланцеватости метаморфических пород, раскалывании их на тонкие пластинки.

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД. В этих характеристиках нашли отражение особенности строения исходных пород и вид их метаморфических преобразований.

СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД принято делить на три основные вида:

- **кристаллические**, а точнее кристаллобластовые, возникшие в результате перекристаллизации минералов в твердом состоянии (кристаллобластеза);
- **катакластические**, образующиеся при дислокационном метаморфизме и характеризующиеся раздробленностью пород и **деформациями минералов**;
- **реликтовые или остаточные**, сохранившие основные черты структур исходных осадочных и магматических пород.

ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, так же как и структуры, отражают условия метаморфизма и происхождение исходных пород (рис. 2.8). Выделяют текстуры:

- **сланцеватые**, обусловленные параллельным расположением в породах листоватых и чешуйчатых минералов;
- **полосчатые**, образованные чередованием в породе полос, отличающихся по минеральному составу, структуре или цвету. Иногда полосчатость повторяет черты слоистой текстуры исходной осадочной породы;
- **гнейсовые**, выражающиеся в параллельном расположении удлиненных минералов и их скоплений в отдельных полосах и линзах;
- **плойчатые**, когда под действием стресса сланцеватые породы смяты в мелкие, измеряемые миллиметрами, складки;
- **массивные**, образованные равномерным распределением минералов в породах.

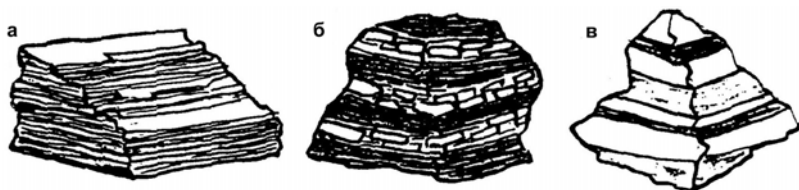


Рис. 2.8. Текстуры метаморфических пород:
а – сланцеватая ;
б – гнейсовая; в – полосчатая

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД. В целом эти формы унаследуются от исходных пород, но при этом могут усложняться за счет многочисленных разрывов и складок. Породы, образующиеся в результате контактового метаморфизма, оконтуривают в виде ореолов тела магматического происхождения.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД. Систематизация пород производится на генетической основе. В соответствии с видом метаморфизма выделяются породы **регионального, контактового и дислокационного метаморфизма** (табл. 2.8).

ПОРОДЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА. Эти породы имеют наибольшее распространение. Их образование обусловлено действием всех факторов метаморфизма. Важной особенностью регионального метаморфизма является то, что степень изменения исходных пород в основном определяется глубиной их погружения, то есть температурой и давлением. Отсюда следует, что исходные породы одного и того состава на разных глубинах (ступенях метаморфизма) преобразуются в разные породы, отличающиеся по составу и внутреннему строению.

ГЛИНИСТЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (АРГИЛЛИТЫ И АЛЕВРОЛИТЫ) являются исходными породами для последовательного образования из них **глинистых сланцев, филлитов, серицитовых и кристаллических сланцев, гнейсов.**

Глинистые сланцы частично состоят из глинистых минералов, а частично из новообразованных – кварца, серицита (мельчайших чешуек мусковита), биотита, хлорита и др. В них хорошо выражена сланцеватость. Цвет глинистых сланцев серый, серо-зеленый, бурый, черный.

Филлиты состоят из серицита, кварца, хлорита, биотита и полевого шпата. Структура скрытокристаллическая, текстура сланцеватая, цвет зеленоватый, серый, черный. На поверхности тонкоплитчатых расколов наблюдается шелковистый блеск, вызванный чешуйчатым серицитом.

Серицитовые, хлорит – и кварцсодержащие сланцы характеризуются полнокристаллической структурой и сланцеватой текстурой.

Кристаллические сланцы – глубокометаморфизованные сланцеватые породы. Серицит, хлорит и многие другие минералы в них перекристаллизованы в силу своей неустойчивости. Породообразующими минералами кристаллических сланцев являются кварц, слюды, гранаты, полевые шпаты, графит и др. Характерна средне- и крупнозернистая полнокристаллическая структура и сланцеватая текстура. Наиболее распространены слюдяные кристаллические сланцы, состоящие из мусковита или биотита и кварца.

Гнейсы – это еще более метаморфизованные кристаллические сланцы. Они состоят из кварца, полевых шпатов, слюд, а также цветных минералов (амфиболов и пироксенов), содержащихся в небольшом количестве. Структура полнокристаллическая средне- и крупнозернистая, текстура гнейсовая. Гнейсы, образованные из осадочных пород, называются **парагнейсами** в отличие от **ортогнейсов**, образующихся в результате метаморфизма гранитов.

Таблица 2.8

Классификация метаморфических пород

Вид метаморфизма	Исходные породы	Метаморфические породы
Региональный	Аргиллиты и алевролиты	Глинистые сланцы Филлиты Серицитовые, хлорит- и кварцсодержащие сланцы Кристаллические сланцы Гнейсы
	Песчаники кварцевые и железистые	Кварциты Железистые кварциты
	Известняки	Мраморизованные известняки Мрамора
	Магматические породы – кислые и средние – основные	Слюдяные сланцы, гнейсы Хлоритовые и тальковые сланцы, амфиболиты, гранулиты, эклогиты
Контактовый	Аргиллиты и алевролиты	Роговики
	Песчаники	Грейзены
	Известняки	Скарны
	Магматические кислые породы	Грейзены
Дислокационный	Разные по происхождению и составу породы	Тектониты – тектонические брекчии, катаклазиты, милониты

ПЕСЧАНЫЕ ПОРОДЫ в зависимости от их минерального состава преобразуются в **различные сланцы** (хлоритовые, тальковые и др.) и **гнейсы**. Из кварцевых песчаников и других богатых кремнеземом пород при региональном метаморфизме образуются **кварциты** и **железистые кварциты**, сложенные преимущественно кварцем.

Кварциты имеют полнокристаллическую мелкозернистую структуру и массивную текстуру. Цвет разный - преобладают светлые тона.

Железистые кварциты (джеспилиты) представляют собой кварцитовые породы, содержащие обильную вкрапленность гематита и магнетита или многочисленные прослой (полоски), сложенные этими минералами.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ (ИЗВЕСТНЯКИ) преобразуются вначале в **мраморизованные известняки**, а затем в **мрамора**.

Мрамора представляют собой зернистую полнокристаллическую породу, состоящую из одного минерала – кальцита. Цвет – белый, голубой, темный. Текстура может быть массивной, полосчатой, пятнистой.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ в зависимости от их состава и степени регионального метаморфизма преобразуются в различные **ортопороды**. Из пород кислого и среднего состава образуются **сланцы** и **гнейсы**. Из пород основного состава формируются **хлорито-**

вые, тальксодержащие сланцы, амфиболиты. Из ультраосновных пород образуются тальковые сланцы и серпентиниты. При максимально высоких температурах и давлении из пород основного состава образуются **гранулиты** (гнейсы с гранатом) и **эклогиты**, состоящие из гранатов и пироксенов.

Амфиболиты – массивные или сланцеватые породы, состоящие в основном из роговой обманки и плагиоклазов. Структура полнокристаллическая. Цвет серо-зеленый, зеленый, темно-зеленый до черного.

Серпентиниты – состоят из минерала серпентина, образующегося в результате гидратации оливина и пироксенов. Структура скрытокристаллическая, или тонковолокнистая, текстура массивная. Цвет зеленый, темно-зеленый до черного, иногда окраска пятнистая.

Эклогиты – полнокристаллические породы, состоящие из пироксена и граната. Образуются на больших глубинах в безводных условиях. Встречаются редко.

ПОРОДЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА. На контакте с магмой метаморфизм пород происходит под влиянием двух основных факторов – теплового за счет высокой температуры магмы и химических обменных реакций между магмой и породами (метасоматоза). В зависимости от состава и проницаемости контактирующих с магмой пород возникают различные новообразования.

ГЛИНИСТЫЕ И ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ, ввиду их малой химической активности и проницаемости, изменяются в основном под влиянием теплового воздействия и преобразуются в **роговики**.

Роговики – это песчано-глинистые образования, превращенные в природную керамику под действие высокой температуры и летучих выделений из магмы. Минеральный состав роговиков зависит от состава исходных пород и активности метаморфических преобразований. В основном это кварц, полевые шпаты, амфиболы, пироксены. Структура микрокристаллическая, текстура массивная.

КАРБОНАТНЫЕ И АЛЮМОСИЛИКАТНЫЕ ПОРОДЫ, как химически активные вещества, за счет метасоматических процессов преобразуются в **скарны**. Из пород, состоящих в основном из кварца и полевых шпатов (гранитов, песчаников) образуются **грейзены**.

Скарны – это измененные карбонатные и алюмосиликатные породы. Преобразования в них произошли за счет гидротермальных растворов, распространяющихся от остывающей магмы. Скарны сложены в основном пироксенами и гранатами. Структура полнокристаллическая, текстура массивная. Цвет темный, бурый. Практическое значение скарнов в том, что они могут содержать включения сфалерита, галенита, золота, шеелита, касситерита и других ценных минералов.

Грейзены – метасоматические породы, возникшие в результате переработки гранитов и других кварц-полевошпатовых пород гидротермальными растворами. Структура грейзенов полнокристаллическая, разнозернистая, местами крупно- и гигантозернистая. По минеральному составу грейзены – существенно кварц-мусковитовые породы, часто с литиевыми слюдами, топазом, турмалином, флюоритом и такими ценными минералами как касситерит, вольфрамит, молибденит и берилл.

ПОРОДЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА (динамометаморфизма). Образование многочисленных разрывов в земной коре сопровождалось перемещением разобщенных ее частей и неизбежным дроблением и истиранием пород. В результате вдоль разрывов возникли зоны, сложенные из обломков разных по составу пород, сцементированные тонкоперетертым материалом или привнесенными минеральными веществами.

Такие образования также являются горными породами, так называемыми **тектонитами**. В зависимости от размеров обломков они называются **тектоническими брекчиями, катаклазитами, милонитами**.

Тектонические брекчии и катаклазиты состоят из остроугольных обломков разных пород, сцементированных мелкораздробленной массой состоящей из тех же пород. Брекчиями называются породы, сложенные более крупными обломками.

Милониты состоят из тонкоперетертого обломочного материала, частично перекристаллизованного, иногда окварцованного. Для милонитов характерна тонкополосчатая, мелколинзовидная текстура.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте понятие «горная порода»
2. Какие генетические группы пород вам известны?
3. Дайте определение понятию «структура горных пород»
4. Дайте определение понятию «текстура горных пород»
5. На какие группы разделяются магматические породы по их химическому составу?
6. В чем состоит отличие эффузивных и интрузивных пород?
7. На каких принципах основана классификация осадочных обломочных пород?
8. Каковы основные типы химических осадочных пород?
9. На чем основана классификация органических осадочных пород?
10. Как образуются метаморфические породы и на чем основана их классификация?

Глава 5. ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Геохронология (греч. *хронос* – бог времени) – это учение о последовательности образования и возрасте горных пород, в которых как в каменной летописи нашла отражение история формирования земной коры и Земли в целом.

Данные о возрасте пород имеют исключительно большое значение. Без них невозможно разобраться в сложнейших сочетаниях пород, понять структуру земной коры, составлять геологические карты, вести документацию и многое другое. Поэтому определение возраста горных пород всегда было и остается актуальной задачей при решении любых геологических вопросов.

Из истории развития геологии известно, что еще в конце XVIII – начале XIX столетий существовали различные способы определения более древних и более молодых геологических образований, которые позволили толщу горных пород земной коры разделить на несколько групп, а группы на системы и отделы. Отрезки времени, в течение которых происходило образование пород этих подразделений условно, называли соответственно эра, период и эпоха. В результате была создана **стратиграфическая шкала**, в которой представлена последовательность образования пород земной коры. Такая возрастная характеристика пород называется их **относительным возрастом**. Она дает ответ

только на один вопрос – какая из пород старше или моложе по отношению к ближайшим породам.

Стратиграфическая шкала явилась частью проблемы определения возраста пород. Необходимо было найти способ установления истинного возраста разных групп пород, то есть количество лет, прошедшее с момента их образования. Такие данные характеризуют **абсолютный возраст** пород. Методы определения абсолютного возраста пород начали разрабатываться лишь в начале XX столетия после открытия радиоактивности некоторых химических элементов. Применение этих методов постепенно привело к созданию современной **геохронологической шкалы**, которая характеризует абсолютный возраст пород всех подразделений стратиграфической шкалы, а, следовательно, и земной коры в целом.

Стратиграфическая и геохронологическая шкалы, объединенные в одну систему, образуют **геохронологическую таблицу**, в которой нашли отражение основные этапы становления земной коры.

В определении относительного и абсолютного возраста осадочных пород исключительная роль принадлежит заключенным в них органическим остаткам животного и растительного происхождения.

Содержание главы

Определение относительного возраста горных пород

Стратиграфический метод

Палеонтологический метод

Литолого-петрографический метод

Определение абсолютного возраста горных пород

Радиологические методы

Палеомагнитный метод

Этапы формирования земной коры

Стратиграфическая и геохронологическая шкалы

Основные черты эволюции биосферы

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ПОРОД

Определение относительного возраста горных пород производится в основном с помощью трех методов – **стратиграфического, палеонтологического и литолого-петрографического**. При этом на практике обычно используют элементы всех трех методов. Это делает работу рациональной, а результат более достоверным.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД. Этот метод является наиболее простым. В обнажениях или по скважинам устанавливается последователь-

ность образования пород от более древних к более молодым. Основой метода является положение, не требующее доказательств – в ненарушенных горизонтально залегающих слоях каждый вышележащий слой образовался после нижележащего и поэтому его относительный возраст более молодой. Если горные породы пересекаются магматическими телами, то действует другое, также очевидное правило – секущие тела моложе тех, которые они пересекают (рис. 2.9).

Недостатком стратиграфического метода является то, что основные его правила сложно или невозможно применить при изучении удаленных друг от друга обнажений пород. Кроме того, этот метод находит лишь ограниченное применение в тех районах; где первичное положение слоев нарушено тектоническими процессами. Породы здесь смяты в сложные складки, местами приобрели перевернутое залегание, а, следовательно, и обратную возрастную последовательность слоев. В таких условиях в дополнение к стратиграфическому применяют литолого-петрографический и палеонтологический методы.

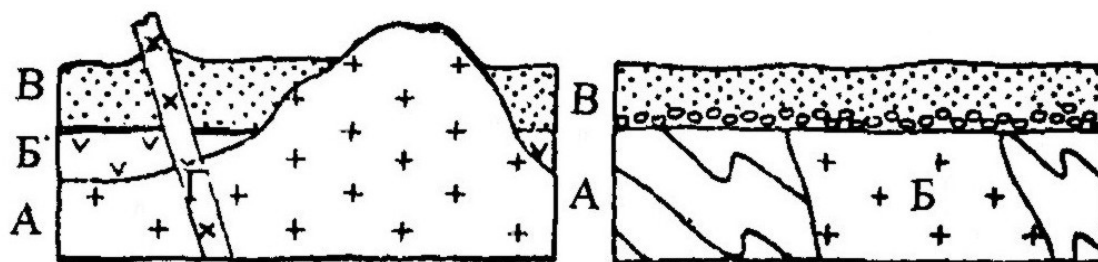


Рис. 2.9. Последовательность образования геологических тел → А → Б → В → Г

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД. Это метод начал развиваться с начала XVIII столетия. Он основан на изучении сохранившихся в осадочных породах остатков организмов населявших среду, в которой происходило осадконакопление. Таких остатков особенно много в отложениях морского происхождения, где почти всегда присутствуют раковины, панцири, кости, чешуя рыб и т. д. Органическое вещество остатков обычно замещается кальцитом (CaCO_3), иногда кремнеземом (SiO_2 в виде опала и халцедона), реже пиритом и другими минералами. Такие остатки называют **окаменелостями**. Мягкие ткани отмерших организмов обычно замещаются песчано-глинистым материалом или минеральным веществом, в результате чего образуются ядра, слепки, отпечатки, псевдоморфозы.

Было установлено, что одни виды ископаемых организмов встречаются в породах на протяжении длительных периодов, а другие виды окаменелостей соответствуют только определенным узким интервалам геологического времени. Первая группа организмов получила название **долгоживущих**, а вторая **руководящих форм**.

Руководящие формы явились основой для определения относительного возраста слоев осадочных пород, так как каждому отрезку геологического времени соответствует свой, строго определенный комплекс животных и растений.

Палеонтологический метод вначале базировался на изучении относительно крупных окаменелостей. Со второй половины XIX столетия в геологии стал использоваться микроскоп, и это позволило изучать очень мелкие окаменелости, которых в осадках всегда больше чем крупных. Так начал развиваться **микropалеонтологический метод**.

Со второй половины XX столетия получил развитие **палинологический метод**, основанный на изучении спор и пыльцы растений, которые долго и хорошо сохраняются в породах.

Палеонтологические методы продолжают совершенствоваться и в настоящее время являются основными методами определения относительного возраста пород.

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД. Этот метод определения относительного возраста применяется в тех случаях, когда осадочные породы практически не содержат органических остатков хорошей сохранности. Такие слои получили название «немые».

Метод основан на послойном опробовании и детальном изучении минерального состава пород немых слоев. Особое внимание обращается на изучение акцессорных минералов, которые вначале извлекают из породы, а затем разделяют на тяжелую, легкую, магнитную, немагнитную фракции и детально изучают под микроскопом. По изменениям видового состава и соотношениям отдельных минералов в осадочной толще устанавливаются разновозрастные слои, выявляются условия образования и особенности распределения в них тех или иных полезных ископаемых.

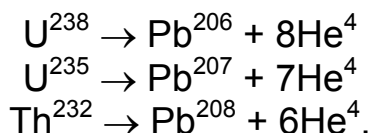
ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД

При разработке методов определения абсолютного возраста пород предпринимались неоднократные попытки рассчитать продолжительность или скорость отдельных геологических процессов. Например, образования почвенного слоя, осадконакопления в дельтах рек и озерах, и многих других процессов. Однако для установления возраста мощных осадочных толщ, а тем более древних метаморфических пород земной коры, полученные данные не могли быть использованы – они характеризовали лишь отдельные относительно быстротечные процессы.

Кардинальное решение проблемы абсолютного летоисчисления стало возможным в XX столетии благодаря использованию для этих целей радиоактивных элементов, содержащихся в горных породах и минералах. Впервые мысль о применении **радиологических методов** для определения абсолютного возраста геологических образований была высказана П. Кюри в 1903 г.

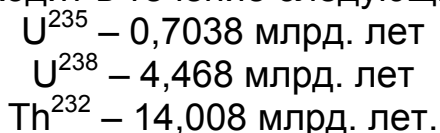
В последние два десятилетия разрабатывается также **палеомагнитный метод**, позволяющий, однако, возраст не определять, а сравнивать. По ориентировке в пространстве остаточной намагниченности минералов, которую они приобретают в магнитном поле Земли, можно устанавливать породы с одинаковым возрастом в пределах всей планеты.

РАДИОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ. В минералах и горных породах содержится некоторое, обычно незначительное количество радиоактивных изотопов химических элементов, таких как уран (U), радий (Ra), торий (Th), калий (K), углерод (C) и др. Ядра таких изотопов неустойчивы и самопроизвольно распадаются, переходя в устойчивые изотопы или новые элементы. Явление сопровождается излучением α -частиц (ядер гелия), β -частиц (электронов) и выделением энергии в виде гамма-излучения (электромагнитных колебаний). Например, распад изотопов урана 235, 238 и тория 232 происходит с образованием свинца (Pb) и выделением гелия (He) по схеме:



Считается, что скорость радиоактивного распада того или иного элемента остается относительно неизменной во все периоды геологического времени и не зависит от давления и температуры.

Длительность процесса распада обычно очень велика. Так, по расчетам распад половины начального количества атомов приведенных выше элементов происходит в течение следующих отрезков времени:



Эти числа называются **периодами полураспада** данных радиоактивных элементов, то есть по существу характеризуют скорость процесса распада.

СУЩНОСТЬ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ определения абсолютного возраста пород заключается в следующем.

Продукты распада радиоактивного элемента накапливаются в породе с момента ее образования, и с течением времени их количество будет увеличиваться, а количество нераспавшегося элемента соответственно – сокращаться. Вполне очевидно, что соотношение этих величин (в граммах) находится в зависимости от двух параметров – от скорости процесса распада и его продолжительности, то есть от периода полураспада элемента и возраста породы. Решение такого уравнения с использованием конкретных данных позволяет рассчитывать абсолютный возраст породы.

В первой половине XX столетия было установлено более десяти радиоактивных элементов, по которым можно определять абсолютный возраст пород. Однако большинство из них обладают низкими кларками

и их содержание в породах обычно недостаточное для производства анализов. Поэтому чаще всего используются три метода:

- **свинцово–изотопный (свинцово–ураново–ториевый);**
- **калий–аргоновый;**
- **углеродный.**

СВИНЦОВО-ИЗОТОПНЫЙ МЕТОД основан на радиоактивном распаде урана и тория по схеме, которая приведена ранее. Относительно высокая достоверность данного метода определяется тем, что для урана и тория наиболее точно установлены периоды полураспада. Кроме того, этим методом возраст породы может быть установлен независимо по трем изотопам свинца Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208} , являющихся продуктами распада U^{238} , U^{235} и Th^{232} . Совпадение или наоборот, расхождение результатов по разным изотопам позволяет делать заключение о достоверности определения возраста. В частности, если полученные по трем изотопам данные не расходятся более чем на 10 %, то такой результат считается достоверным, и абсолютный возраст породы рассчитывается как среднеарифметическая величина.

Недостатком свинцово-изотопного метода является то, что он применим для определения возраста только магматических пород, содержащих уран, торий и свинец.

КАЛИЙ-АРГОНОВЫЙ МЕТОД основан на особенностях распада радиоактивного изотопа K^{40} , присутствующего в очень незначительном количестве в природном калии K^{39} .

Изотоп K^{40} при распаде превращается в Ca^{40} (88 % массы) и инертный газ аргон Ar^{40} (12 %). Возраст минералов определяется по количеству аргона, который хорошо сохраняется в их кристаллических решетках, а также по периоду полураспада изотопа K^{40} , составляющему 1,3 млрд. лет.

Как известно, калий обладает относительно высоким кларком и входит в состав сотен разнообразных минеральных соединений, слагающих магматические, осадочные и метаморфические породы. Поэтому калий-аргоновый метод является универсальным.

Недостатком калий-аргонового метода является то, что он применим не для всех метаморфических пород, так как в тех породах, метаморфизм которых осуществлялся при температуре более 300 °С, аргон в кристаллических решетках минералов сохранился лишь частично.

УГЛЕРОДНЫЙ МЕТОД применяется для определения возраста наиболее молодых пород, содержащих остатки растительного и животного происхождения, а также археологических находок. Такая специфика метода обусловлена тем, что радиоактивный изотоп углерода C^{14} имеет небольшой период полураспада, равный 5750 лет.

Сущность метода заключается в следующем. В верхних слоях атмосферы под влиянием космического излучения азот N^{14} превращается в радиоактивный изотоп углерода C^{14} , который вместе с обычным углеродом C^{12} принимает участие в процессах фотосинтеза и входит в состав растений и животных. С этого момента углерод C^{14} распадается с

образованием азота, и этот процесс продолжается после гибели животных и растений. Если учесть, что первоначальное количественное соотношение между C^{14} и C^{12} во всем живом на Земле одинаково, то по содержанию нераспавшегося изотопа в органическом остатке можно рассчитать время, прошедшее с того момента, когда этот остаток попал в осадочную породу или был захоронен.

ПРИМЕНЕНИЕ РАДИОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ связано с использованием сложного оборудования и приборов, в том числе масс-спектрометров, которые с большой точностью определяют исчезающе малые количества радиоактивных изотопов и продуктов их распада. Однако погрешности радиологических методов бывают большими. Это вызвано несовершенством методики и сложностью подготовки образцов для проведения анализов, а также теми изменениями количества радиоактивных изотопов и продуктов распада, которые произошли за время пребывания пород в составе земной коры.

Выбор того или иного метода зависит от происхождения, состава и условий формирования пород, абсолютный возраст которых необходимо определить. Учитывается также относительный возраст исследуемых пород. Так, при возрасте пород от 2000 до 60000 лет применяется метод, основанный на изотопе с небольшим периодом полураспада, то есть углеродный. Соответственно калий–аргоновый метод применяется для пород, возраст которых превышает 100 тыс. лет, уран–свинцовый – 200 млн. лет.

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

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД. Сущность метода заключается в выявлении и анализе остаточной намагниченности минералов, входящих в состав различных горных пород. Векторы первичной и всех последующих намагниченностей в минералах-магнетиках сохраняются, а их ориентировка может быть измерена по отношению к сторонам света. Такой «окаменевший» магнетизм отражает все изменения в ориентировке магнитного поля Земли, которое неоднократно испытывало инверсии (смену полярности). Поэтому в толщах осадочных и изверженных пород отмечается смена прямой и обратной намагниченности минералов. Сопоставления таких данных по разным регионам позволяет устанавливать одновозрастные породы, а также делать выводы об изменении условий залегания и перемещении в пространстве пород с одинаковым абсолютным возрастом. Наиболее достоверно шкала геомагнитной полярности разработана для последних 70 млн. лет (кайнозойская эра) применительно к новообразованиям океанического дна.

Изменения магнитной полярности характеризуются также сложной ритмичностью. Периоды частых инверсий магнитного поля чередуются с периодами более редких его обращений. На этой основе создана единая палеомагнито-стратиграфическая шкала территории СНГ для последних 570 млн. лет.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С помощью радиологических методов установлено, что возраст самых древних пород на Земле находится в основном в интервале от 2,6 до 3,5 млрд. лет. Отдельные определения возраста гранито-гнейсов в Гренландии и древнейших магматических пород в Антарктиде показывают 3,8–4,0 млрд. лет. В земной коре есть и более древние породы. Они залегают на больших глубинах и пока недоступны для изучения. Однако есть все основания полагать, что возраст древнейших пород на Земле сопоставим с возрастом вещества метеоритов. Этот возраст установлен и составляет 4,5–4,6 млрд. лет.

В настоящее время принято считать, что именно 4,5–4,6 млрд. лет тому назад начала формироваться земная кора и это явилось началом **геологического этапа** формирования Земли. До этого времени в течение около одного млрд. лет Земля проходила **догеологический этап** своего развития, в течение которого формировались ее ядро и мантия. Таким образом, возраст Земли как планеты оценивается в 5,5–6 млрд. лет.

Длительная история формирования земной коры нашла отражение в горных породах и содержащихся в них остатках животных и растений. Изучение земной коры и органических остатков привело к пониманию того, что образование пород и развитие жизни на Земле – это два взаимосвязанных эволюционных процесса. Развитие их шло по восходящей линии от простых и относительно однообразных горных пород и организмов ко все более сложным и чрезвычайно разнообразным видам. При этом известно, что любое природное эволюционное преобразование представляет собой непрерывный ряд изменений, отличающихся по своим масштабам и скорости. Собственно такие изменения и являются основной причиной эволюционного развития.

Приведенная закономерность особенно характерна для истории становления земной коры и развития жизни на Земле. И тот, и другой процесс состоит из отдельных этапов, которые строго синхронизированы между собой и в свою очередь являются следствием соответствующих этапов эволюционного саморазвития планеты в целом.

Общая схема эволюции земной коры становится понятной при детальном рассмотрении ее геохронологической и стратиграфической шкал, а также особенностей развития органической жизни.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛЫ. На основе стратиграфического и палеонтологических методов геологами мно-

гих стран в XIX столетии была проведена большая работа по разделению и сопоставлению толщ осадочных пород на разных континентах (преимущественно в Европе). В результате на II и VIII сессиях Международного геологического конгресса в 1881 и 1900 гг. была принята единая стратиграфическая шкала, которая отражала последовательность образования пород земной коры. Шкала состоит из стратиграфических единиц различного ранга и соответствующих им геохронологических подразделений, которые характеризуют продолжительность формирования той или иной стратиграфической единицы. Таким образом, стратиграфическая шкала была объединена с геохронологической шкалой и вместе они образовали геохронологическую схему или таблицу.

В дальнейшем, с появлением новых данных, стратиграфическая и геохронологическая шкалы неоднократно уточнялись. Общая схема этих шкал в современном их виде представлена в табл. 2.9.

СТРУКТУРА ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЙ ТАБЛИЦЫ такова, что основные вертикальные графы имеют двойное наименование. Первое название отвечает геохронологическим единицам, а второе (в скобках) – стратиграфическим.

Весь период времени формирования земной коры разделен на интервалы разной продолжительности – **зоны, эры, периоды, эпохи**, соответствующие определенным этапам в эволюции органической жизни. На границе между указанными интервалами времени происходили существенные изменения. Вымирали одни группы организмов и появлялись новые вследствие глобальных изменений физико-географических условий на Земле, обусловленных переменой климата, повышением тектонической и вулканической активности, падением на Землю астероидов и иными причинами.

В течение каждого интервала геологического времени происходило образование пород. Поэтому осадочные толщи также были разделены – соответственно на **зонотемы, группы, системы, отделы**. Таким образом, каждая из этих толщ отражает особенности эволюции земной коры и органической жизни. В связи с этим геохронологические названия употребляют тогда, когда характеризуют определенное время в истории Земли (например, девонский, каменноугольный, пермский периоды), а стратиграфические термины – когда речь идет о горных породах определенного возраста (например, породы девона, карбона, перми).

Основные подразделения геохронологической таблицы связаны между собой, так как **зоны (зонотемы)** делятся на **эры (группы)**, эры на **периоды (системы)**, периоды на **эпохи (отделы)**.

Эонов три – **архейский, протерозойский, фанерозойский**. Часто отрезок времени, охватывающий архей и протерозой, называют докембрием или **криптозоом** (переводится как время скрытой жизни, тогда как фанерозой – время явной жизни).

Таблица 2.9

Геохронологическая таблица

Эон (эоно- тема)	Эра (группа)	Период (система)	Индекс	Эпоха (отдел)	Возраст, млн. лет	Условный цвет	
Фанерозойский РН	Кайнозойская KZ	Четвертичный	Q	Голоценовая Плейстоценовая	1.8	Серовато-желтый	
		Неогеновый	N	Плиоценовая Миоценовая	23±1	Желтый	
		Палеогеновый	P	Олигоценвая Эоценовая Палеоценовая	65±3	Оранжевый	
	Мезозойская MZ	Меловой	K	Поздне меловая Раннемеловая	135±5	Зеленый	
		Юрский	I	Позднеюрская Среднеюрская Раннеюрская	205±5	Синий	
		Триасовый	T	Позднетриасовая Среднетриасовая Раннетриасовая	245±10	Фиолетовый	
	Палеозойская PZ	Пермский	P	Позднепермская Раннепермская	290±10	Оранжево- коричневый	
		Каменноугольный	C	Позднекаменноугольная Среднекаменноугольная Раннекаменноугольная	350±10	Серый	
		Девонский	D	Позднедевонская Среднедевонская Раннедевонская	405±10	Коричневый	
		Силурийский	S	Позднесилурийская Раннесилурийская	435±15	Коричневато- зеленый	
		Ордовикский	O	Позднеордовикская Среднеордовикская Раннеордовикская	480±20	Темно-зеленый	
		Кембрийский	Є	Позднекембрийская Среднекембрийская Раннекембрийская	570±20	Сине-зеленый	
	Протерозой- ский PR	Поздний PR	Вендский	V	–	680±20	Розовый
			Рифей	R	–	1650±50	
		Ранний PR	–	PR ₁	–	2600±100	
Архейский AR	Поздний AR	–	AR ₂	–	3600±100	Малиновый	
	Ранний AR	–	AR ₁	–	>4500		

Архейский или археозойский эон (эон первоначальной жизни), несмотря на его большую продолжительность (более 1900 млн. лет), практически не разделяется на более дробные единицы времени. Это вызвано относительным однообразием пород, их интенсивным метаморфизмом и отсутствием в связи с этим органических остатков необходимой степени сохранности. Архей разделен только на ранний (катархей) и поздний (AR_1 и AR_2).

Протерозойский эон (эон ранней жизни – около 2000 млн. лет) так же как и архейский не имеет дробного деления. Причина та же – метаморфизм пород и отсутствие достаточного количества и качества органических остатков. Следует также учесть, что организмы, жившие в протерозое еще не имели скелета (водоросли, черви, кишечнорастворимые), состояли из мягких тканей и поэтому редко оставляли в породах следы своего присутствия. Тем не менее, протерозой стратифицируется более уверенно. Выделяют ранний и поздний протерозой (PR_1 и PR_2); поздний протерозой делится на рифей (от старого названия Уральских гор) и венд (венеды – название славянского племени). Следует отметить, что стратиграфия протерозоя, как и архея, строится главным образом на данных абсолютного летоисчисления.

Фанерозойский эон (около 570 млн. лет) в отличие от предшествующих эонов имеет дробную стратификацию благодаря органическим остаткам в породах этого возраста. Эон делится на три **эры – палеозойскую** (эру древней жизни), **мезозойскую** (эру средней жизни) и **кайнозойскую** (эру новой жизни).

Эры фанерозоя содержат **12 периодов**, наименование которых соответствует названиям местности, где они впервые были изучены (кембрийский – от старого названия полуострова Уэльс, девонский – графство Девоншир в Англии, пермский – Пермская губерния в России, юрский – Юрские горы в Швейцарии и Франции), названиям племен, которые населяли районы Англии во времена Римской империи, в которых позже были изучены соответствующие толщи (ордовики и силуры), или по характерным породам, образованным в данный отрезок времени (каменноугольный, меловой).

Приведенной схеме наименований не отвечают названия периодов: триасовый (тройной), палеогеновый (древнерожденный), неогеновый (новорожденный) и антропогеновый (период, когда появился человек). Последний период называют еще четвертичным, а палеогеновый и неогеновый периоды раньше объединялись в третичный период.

Эпохи и соответствующие им отделы стратиграфической шкалы в основном не имеют собственных наименований. Эпохи называют по положению в периоде (**ранняя, средняя или поздняя эпоха**) а отделы по положению их в системе (**нижний, средний, верхний отдел**). Собственные наименования имеют только эпохи и отделы кайнозоя.

В геологии используется и более дробное деление геохронологической и стратиграфической шкал: **эпохи (отделы)** делятся на **века (ярусы)**, века (ярусы) – на **времена (зоны)**. В тех случаях, когда определенные слои невозможно отнести к той или иной стратиграфической

единице, геологи пользуются местными стратиграфическими подразделениями – чаще это **серии и свиты**.

Для обозначения на геологических картах и разрезах группам и системам присвоены индексы – по две заглавные начальные буквы латинского алфавита для групп (AR, PR, PZ, MZ, KZ) и начальные буквы латинской транскрипции для систем (Є, O, S, D, C, P, T, I, K, P, N, Q). Для обозначения эпох и отделов к букве приписывается цифровой индекс (например, K₁ – раннемеловая эпоха и нижний мел, K₂ – позднемеловая эпоха и верхний мел). На геологических картах отделы закрашиваются цветом, принятым для данной системы. При этом для нижних отделов используются более темные оттенки, чем для верхних.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ БИОСФЕРЫ. Развитие органического мира, как отмечалось ранее, связано с эволюцией физико-географических условий, которые в свою очередь определялись глобальными тектоническими, климатическими и другими факторами. Поэтому с этапами наибольшей тектонической активности планеты совпадают наиболее значительные изменения в составе органического мира – происходит массовое вымирание старых форм животных и растений и появление новых, приспособленных к изменениям физико-географической среды. Поэтому этапы эволюции биосферы соответствуют крупным геохронологическим подразделениям, которые были выделены на основании изменений состава органических остатков в породах.

О том как зародилась жизнь на Земле, существуют различные гипотезы. Исследования, связанные с этой проблемой, продолжаются. В настоящее время большинство ученых сходится во мнении, что около четырех миллиардов лет назад в атмосфере тяжелых газов, без кислорода и света, который не мог пробиться через густые тучи, в небольших водных бассейнах на остывающей планете появились простейшие безъядерные одноклеточные формы жизни. В первой половине архея это уже были бактерии и сине-зеленые водоросли. В рифее концентрация кислорода достигла 0,2 % (величины достаточной для полного перехода животных на кислородное дыхание) и началось развитие многоклеточных организмов. В конце венда, как предполагают палеонтологи, появились первые представители животных и растений фанерозоя. Разделение организмов на растения и животные произошло в конце рифея. Эти две ветви органического мира связаны между собой в единую энергетическую систему и эволюция их была тесно взаимообусловленной.

Краткие сведения об основных этапах эволюции органического мира приведены в таблице (табл. 2.10), которую прочитывать следует в геохронологическом порядке, начиная с нижних строчек таблицы. Эти сведения дают лишь самые общие представления. На рисунке 2.10 также для общего ознакомления помещены изображения некоторых типичных представителей животного мира, характерных для различных этапов его эволюции.

Таблица 2.10

Основные этапы в развитии жизни на Земле

Эра, эон	Период	Краткая характеристика органического мира
Кайнозойская	Антропогенный (четвертичный) Q	Органический мир современного облика Появление человека
	Неогеновый N	Появление современных или близких к ним видов наземных и морских животных и растений. Развитие человекообразной обезьяны
	Палеогеновый P	Расцвет покрытосеменных растений и млекопитающих. Морская фауна близкая к современной
Мезозойская	Меловой K	Возникновение покрытосеменных растений. Гигантские пресмыкающиеся. В морях – господство головоногих моллюсков (аммонитов и белемнитов). Вымирание во второй половине пресмыкающихся, аммонитов, белемнитов
	Юрский I	Расцвет голосеменных растений. Господство гигантских пресмыкающихся. Появление птиц, в морях аммонитов и белемнитов
	Триасовый T	Флора голосеменных растений. Наземная фауна пресмыкающихся. В морях появление многих новых групп среди беспозвоночных животных. Появление первых млекопитающих
Палеозойская	Пермский P	Появление голосеменных растений. На суше первые пресмыкающиеся. В морях постепенное вымирание многих групп беспозвоночных, характерных для палеозоя
	Каменноугольный C	Расцвет плауновых, хвощей, папоротников. На суше крупные земноводные. В морях – разнообразная фауна беспозвоночных; появление хрящевых и костистых рыб
	Девонский D	Расцвет псилофитов, появление папоротников, насекомых и земноводных. В морях разнообразная фауна беспозвоночных. В лагунах – панцирные рыбы и гигантские раки
	Силурийский S	Примитивные споровые растения (псилофиты). Разнообразная морская фауна беспозвоночных. Первое появление панцирных рыб и гигантских раков
	Ордовикский O	Примитивные споровые растения (псилофиты). Начало жизни многих групп беспозвоночных морских животных (граптолитов, иглокожих, мшанок, табулят, четырехлучевых кораллов, замковых брахиопод, моллюсков и др.)
	Кембрийский E	Появление примитивных споровых растений; в морях – примитивных беспозвоночных: археоциат, трилобитов, кольчатых червей
Протерозойский	PR	Возникновение в морях примитивных беспозвоночных (губок, червей, кишечнополостных). Широкое распространение водорослей
Архейский	AR	Предполагаемое зарождение жизни на Земле в примитивнейшей форме белковых соединений. Бактерии и сине-зеленые водоросли

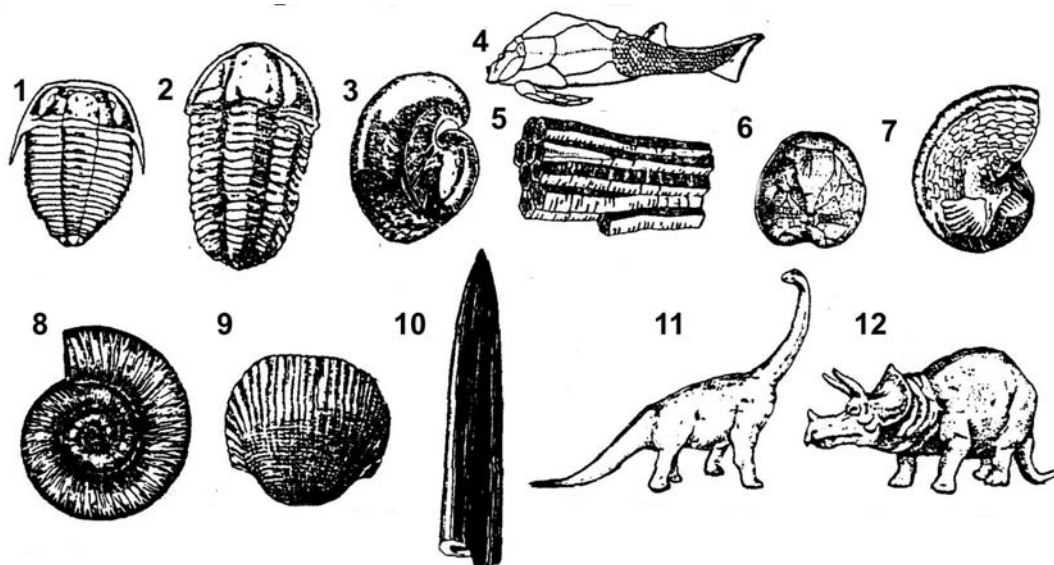


Рис. 2.10. Некоторые руководящие формы ископаемых организмов: 1 – трилобиты (кембрий), 2 – трилобиты (ордовик), 3 – брахиоподы (силур), 4 – рыбы (девон), 5 – кораллы (карбон), 6 – брахиоподы (карбон), 7 – аммониты (пермь), 8 – аммониты (юра), 9 – эхиноицеи (мел), 10 – белемниты (триас), 11 – плезиозавр (юра), 12 – трицератопс (мел)

Методические замечания

Геохронологическая таблица является незаменимым рабочим инструментом, без которого невозможно изучение земной коры, описание и составление геологической документации.

В палеонтологии за долгие годы изучения ископаемых организмов разработана их классификация. Так же, как и в современной зоологии и ботанике, большинство ископаемых форм отнесены к определенным типам, классам, родам, видам и подвидам.

Контрольные вопросы

1. *В чем сущность стратиграфического метода определения относительного возраста пород?*
2. *На чем основан палеонтологический метод определения относительного возраста пород?*
3. *В каких условиях применяется литолого-петрографический метод определения возраста пород?*
4. *В чем заключается физическая сущность радиологических методов определения возраста пород?*
5. *Каковы основные радиологические методы определения возраста пород?*
6. *Каковы условия применения и точность разных радиологических методов?*
7. *Назовите основные этапы формирования Земли и их продолжительность.*
8. *Что означают понятия "геохронологическая шкала", "стратиграфическая шкала", "геохронологическая таблица"?*
9. *Объясните содержание основных вертикальных граф в геохронологической таблице.*

Раздел третий

ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Эндогенными называются такие геологические процессы, происхождение которых связано с глубокими недрами Земли. Во внутренних оболочках планеты за счет тепловой, гравитационной и ротационной энергии не прекращаются сложные физико-химические превращения, которые сопровождаются изменениями плотности и объема вещества. Такие изменения неизбежно вызывают перемещения (тектонические движения) огромных масс внутри планеты. Возникающие при этом мощные силы проявляют себя и на поверхности Земли в форме горообразования, вулканических извержений, землетрясений и других явлений. Весь комплекс преобразований на Земле, вызванный внутренними силами, относится к разряду эндогенных геологических процессов. Такими процессами являются:

- **движения земной коры (литосферы);**
- **магматизм** – образование магмы, ее перемещение и превращение в магматические породы;
- **метаморфизм горных пород** – превращение осадочных и магматических пород в метаморфические под влиянием теплового, химического и механического воздействия на них.

Главной особенностью эндогенных процессов является их взаимобусловленность, то есть неразрывная связь между ними. При этом все начинается с движений, так как по существу только благодаря им создаются условия для образования магматических очагов и проявления метаморфических процессов. Предполагается, что образование магмы (расплава горных пород) происходит на границе между подвижными блоками литосферы или в результате погружения легкоплавких осадочных пород на достаточную глубину. Метаморфизм пород также является в основном следствием движения – погружения пород в зоны высокого давления и температуры. В связи с этим, изучение эндогенных процессов следует начинать с характеристики разнообразных форм движения литосферы, которые называются **тектоническими**.

Глава 6. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Тектонические движения – это механические перемещения земного вещества, которые проявляются в форме разрушения старых и образования новых геологических структур в литосфере. В целом, именно благодаря тектоническим движениям сформировалась земная кора. Основная причина движений – это различные преобразования внутри Земли, силы гравитации, а также ротационные силы, возникающие в результате изменения скорости и положения оси вращения планеты.

Развитие представлений о природе тектонических движений имеет сложную и длительную историю, начиная с античных времен. Вначале в центре внимания оказались вертикальные перемещения земной коры, которые вызывают образование гор и впадин. И лишь в последние десятилетия пришло понимание того, что горизонтальные перемещения литосферы еще более грандиозны и могут явиться причиной образования земной коры континентов.

Содержание главы

6.1 Классификация и свойства тектонических движений

6.2 Методы изучения тектонических движений – древних, неотектонических, новейших, современных.

Изучение вертикальных движений

Изучение горизонтальных движений

6.3 Тектонические нарушения

Физические условия деформации горных пород

Типы и виды деформаций

Деформационные свойства пород

Первичное и нарушенное залегание пород

Складчатые нарушения

Типы складок и их элементы

Морфологические виды складок

Элементы соляной тектоники

Распространенность и типы складчатости

Разрывные нарушения

Трещины в горных породах

Разрывные нарушения со смещением

6.4 Тектонические землетрясения

Сила и энергия землетрясений

Цунами и его природа

Распространение, частота и прогноз современных землетрясений

6.1. КЛАССИФИКАЦИЯ И СВОЙСТВА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

С учетом различной природы и особенностей проявления тектонических движений принципиально важным является вопрос их классификации. Вызвано это тем, что все геологические процессы либо обусловлены непосредственно тектоническими движениями, либо находятся в зависимости от их режима.

ВИДЫ И ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ. Все тектонические движения по направленности разделяются на два вида – **вертикальные (радиальные)** и **горизонтальные (латеральные)**. Такое разделение

имеет принципиальное значение, когда речь идет о перемещениях всей толщи литосферы или крупных ее блоков. В других случаях оно носит весьма условный и неопределенный характер, так как вертикальные перемещения более крупных блоков могут порождать горизонтальные перемещения более мелких. Не менее важно понимать причину возникновения различных движений. Для этого необходимо иметь представление о масштабах явлений, в первую очередь знать – на какую часть литосферы то или иное движение распространяется. В связи с этим тектонические движения по их масштабам и месту проявления разделяются на три типа – **поверхностные, глубинные (коровые) и сверхглубинные.**

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ДВИЖЕНИЯ проявляются в осадочном слое литосферы. Они могут быть обусловлены:

- пластическими деформациями глин, соли, гипсов, углей под воздействием давления на них вышележащих пород (литостатического давления);
- сползанием породных массивов в горных местностях, вызванном действием сил гравитации;
- изменением объема пород вследствие их уплотнения под давлением или разбухания при их гидратации.

ГЛУБИННЫЕ (КОРОВЫЕ) ДВИЖЕНИЯ происходят в пределах всей литосферы, включая ее осадочный слой. Такие движения обусловлены физико-химическими процессами, происходящими в подстилающем литосферу неустойчивом полужидком слое астеносферы. Изменения объема астеносферы за счет колебаний ее температуры, фазовых переходов или латеральных перемещений приводят к преимущественно вертикальным движениям блоков литосферы. Соответственно при подъеме литосферы на поверхности земной коры образуются горные сооружения, а при опусканиях – морские впадины. Горизонтальные движения при этом играют подчиненную роль, так как они затрагивают лишь верхние части земной коры. Такие перемещения порождаются механическим взаимодействием между блоками литосферы, возникающем в процессе их неравномерных по скорости вертикальных движений.

СВЕРХГЛУБИННЫЕ ДВИЖЕНИЯ вероятнее всего зарождаются на границе с жидким ядром Земли и являются результатом дифференциации (разделения) мантийного вещества. Тяжелые железо-никелевые соединения опускаются к ядру, а остальные облегченные и раскаленные массы поднимаются вверх к астеносфере. Подъем разогретого вещества из низов мантии к астеносфере осуществляется по системе своеобразных каналов-разломов в мантии. Их отражением на поверхности, очевидно являются рифты срединных океанических хребтов и некоторые рифты в пределах континентов. Вдоль рифтов происходит подъем вещества астеносферы и образование из него новой океанической земной коры. Такой процесс приводит к горизонтальному перемещению огромных плит литосферы, их механическому взаимодействию, расколу,

или столкновению континентов, возникновению горных цепей и глубоко-водных океанических впадин.

СВОЙСТВА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ. Разные виды и типы тектонических движений обладают рядом общих свойств, к которым относятся их:

- сложность;
- взаимообусловленность;
- комплексность;
- периодичность;
- повсеместность и постоянство во времени.

СЛОЖНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ проявляется в том, что каждая точка перемещается в пространстве по своей, преимущественно неправильной траектории. Эта траектория отражает всю совокупность вертикальных и горизонтальных движений различного происхождения, в которых данная точка принимает участие.

ВЗАИМОУСЛОВЛЕННОСТЬ РАЗНЫХ ВИДОВ ДВИЖЕНИЙ проявляется в том, что один вид движения порождает другие виды. Так вертикальные перемещения мантийного вещества трансформируются в горизонтальные перемещения плит земной коры, а те в свою очередь, надвигаясь друг на друга, вызывают вертикальные перемещения отдельных их частей. Проявление вертикальных движений в форме горообразования приводит к гравитационному сползанию пластичных осадочных пород, то есть к горизонтальным перемещениям породных массивов. В этом проявляется принцип соподчиненности и **комплексности** тектонических движений – более масштабные их формы порождают целый спектр горизонтальных и вертикальных движений более мелкого порядка.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ – наиболее загадочное их свойство. Проявляется это в чередовании периодов усиления и снижения интенсивности тектонических процессов на Земле в целом. Относительно короткие – до нескольких миллионов лет – периоды наибольшей активности называют **тектоно-магматическими фазами** или **фазами складчатости**. Периоды, когда несколько фаз складчатости следуют одна за другой через небольшие промежутки времени, называются **тектоно-магматическими эпохами** или **эпохами складчатости**. Продолжительность таких эпох 10 – 20 млн. лет, а продолжительность времени, через которое они наступают, составляет 30 – 40, иногда 60 – 80 млн. лет. Такие эпохи относительного спокойствия называются **платформобразующими**.

Таким образом, **тектогенез** рассматривается как **непрерывно-прерывистый процесс**, приводящий к формированию литосферы и ее перестройке.

ПОВСЕМЕСТНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ проявляется в том, что они происходят в любой точке литосферы или земной поверхности. Скорость и направленность перемещения в пространстве

каждого участка земной коры зависит от конкретных сочетаний различных видов движений. Естественно, чем крупнее масштаб движения, тем на большие глубины литосферы оно распространяется. Отсюда следует, что поверхностные движения – это сугубо локальные явления.

6.2. МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Главная особенность тектонических движений состоит в том, что они происходят непрерывно в течение всего периода формирования литосферы и выполняют роль ее архитектора. Именно благодаря тектоническим движениям земная кора приобрела свою нынешнюю структуру, мощность, породный состав, а также форму и размер тектонических блоков. При этом с течением времени происходило изменение геологической значимости и роли различных видов и типов тектонических движений. Вызвано это было развитием планеты в целом – формированием ее внутренних оболочек, изменениями режима осевого вращения, общим охлаждением, увеличением мощности земной коры.

В зависимости от исторического времени проявления тектонические движения разделяют: на **современные**, происходящие в настоящее время и происходившие несколько веков назад; **новейшие**, отвечающие периоду времени в 10000 лет; а также **неотектонические**, охватывающие интервал, начиная с олигоценовой эпохи палеогена до голоцена, то есть 40 млн. лет; **древние** тектонические движения происходили в доолигоценовую эпоху.

Изучение современных движений дало возможность понять, что в основном от них зависит формирование тех или иных ландшафтных зон на Земле и образование в них соответствующих осадочных пород. Поэтому, руководствуясь принципом актуализма, можно решать обратную задачу – по составу пород, их мощности и распространению на определенном участке воссоздавать последовательность и характер тектонических движений, которые на нем происходили. Такой анализ, с учетом некоторых особенностей, применим ко всем видам тектонических движений.

Если древние тектонические движения нашли свое отражение в мощности, составе и строении накопленных осадочных толщ, то новейшие и современные движения отразились и в существующем рельефе местности. Современные движения наших дней можно также изучать путем измерений геодезическими приборами.

Выбор метода изучения тектонических движений зависит от вида движений – **вертикальных** или **горизонтальных**.

В целом, **изучить тектонические движения – это означает определить их направленность (знак), скорость, периодичность (режим), амплитуду, площадь распространения и период времени, в течение которого они происходили.**

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

При изучении древних, новейших, неотектонических и современных вертикальных движений используют различные методы.

ДРЕВНИЕ ДВИЖЕНИЯ. Эти движения изучаются с помощью **методов мощностей, фаций, формаций, перерывов в осадконакоплении.**

МЕТОД МОЩНОСТЕЙ основан на представлении о полном заполнении (компенсации) осадками прогибающихся территорий земной коры. В этом случае мощность осадочных пород соответствует амплитуде прогибания, а изменения мощности по площади отражают соответственно неравномерный характер прогибания. Для такого анализа строят **карты изопакит** (изопакиты – линии, соединяющие точки на карте с равными мощностями отложений определенного возраста). На основе карт изопакит строят **палеотектонические карты.**

МЕТОД ФАЦИЙ позволяет восстанавливать физико-географические и тектонические условия прошедших эпох по составу и характеру распространения горных пород соответствующего возраста. И это естественно, так как осадки образуются в определенных ландшафтных зонах (фациях), которые в свою очередь формируются под влиянием соответствующих тектонических процессов.

При фациальном анализе составляются **фациальные**, а затем **палеогеографические карты.** На них показываются области суши, моря, древние береговые линии, участки размыва и сноса обломочного материала, которые имели место в определенные, относительно непродолжительные периоды геологического времени. Области суши на таких картах отождествляют с поднимающимися территориями, а области моря – с опускающимися.

МЕТОД ФОРМАЦИЙ позволяет восстановить тектонический режим крупных регионов земной коры за более длительные геологические периоды. С этой целью по изучаемому региону составляется последовательная серия палеогеографических карт. Сравнительный анализ таких карт позволяет выявить изменения и общую направленность в развитии тектонических процессов. Под формацией понимается закономерное и естественное сочетание горных пород, образующихся в регионе в течение определенного тектонического этапа его развития.

МЕТОД ПЕРЕРЫВОВ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ заключается в изучении нарушений возрастной последовательности наложения осадочных пород, обусловленных восходящими движениями земной коры. Например, на породах триаса залегают породы мела, а не юры, как это должно быть в условиях непрерывного осадконакопления. Естественно, что такое **стратиграфически несогласное залегание пород** свидетельствует о поднятии земной коры в юрский период на данной территории. Такие восходящие движения коры не только прекращают осадконакопление, но и могут вызвать размыв накопившихся ранее осадков.

О продолжительности перерывов в осадконакоплении можно судить по **виду несогласия**. В случае кратковременного перерыва обычно образуется **параллельное несогласие** в залегании пород, а при длительном – **угловое**.

Параллельное несогласие выражается в том, что слои отложившиеся после перерыва ориентированы параллельно слоям, образовавшимся до перерыва. Поверхность несогласия часто неровная и представляет собой бывшую (ископаемую) дневную поверхность со следами размыва и выветривания пород. Иногда в основании молодых отложений располагаются так называемые **базальные конгломераты**, содержащие окатанные обломки, состоящие из подстилающих пород (рис. 3.1).

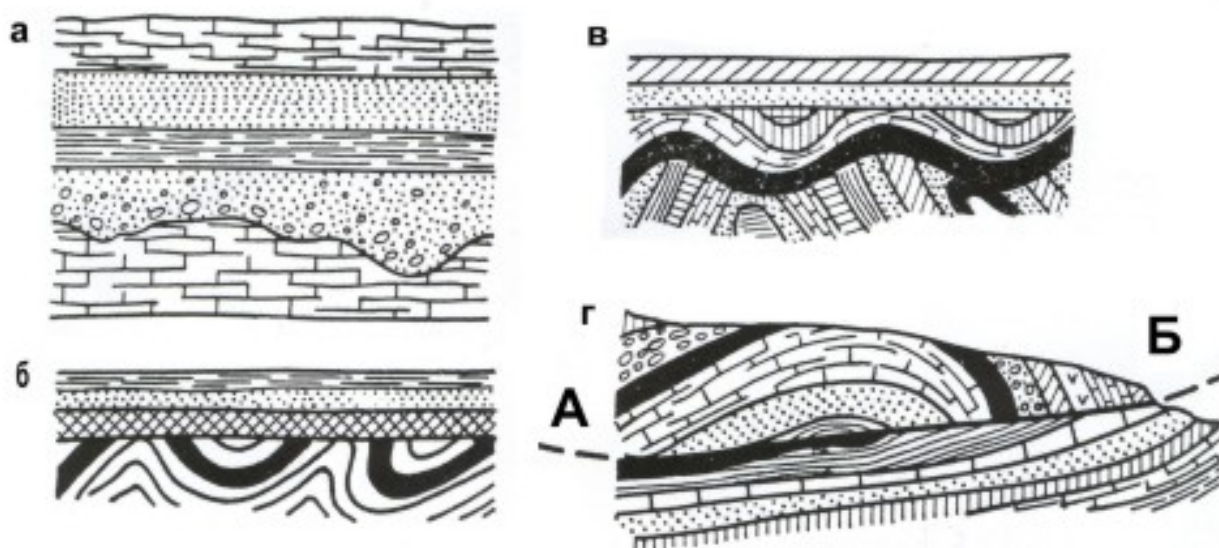


Рис. 3.1. Типы несогласий в залегании горных пород:

а – стратиграфическое несогласие (перерыв в осадконакоплении с размывом пород, отложенных до перерыва); б – угловое несогласие (сочетание дислоцированных и горизонтально залегающих пород); в – угловое несогласие (сочетание пород с разной степенью дислоцированности); г – тектоническое несогласие (сочетание различных дислоцированных толщ по разлому); АБ – линия разлома

Угловое несогласие выражается в налегании молодого комплекса отложений на уже дислоцированные, наклонно залегающие или смятые в складки более древние образования. Это, как правило, свидетельствует о значительном по времени перерыве в осадконакоплении. При этом поверхность несогласия срезает под углом разные слои древней толщи (см. рис. 3.1). Величина угла несогласия может достигать 90° .

По площади распространения выделяют **региональные и локальные** (местные) несогласия. Региональные несогласия формируются на обширных территориях, а локальные не имеют широкого распространения и отражают движения в пределах отдельных тектонических блоков земной коры.

НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ И НОВЕЙШИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ.

Эти движения находят отражение в рельефе местности. Поэтому изучают их **геоморфологическими и географическими методами**. При этом для разных географических областей существуют свои особенности. На равнинных территориях наилучший результат дает **метод изучения речных систем и речных террас**, а в горных условиях – **метод изучения древних поверхностей выравнивания**. В прибрежноморских районах тектонические движения изучаются **по изменениям положения береговой линии**.

МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ РЕЧНЫХ ТЕРРАС основан на выявлении площадей их распространения и высоты каждой из них. Речные террасы – это вытянутые вдоль склонов долин выровненные участки, расположенные на разных высотных уровнях. Они являются остатками ранее существовавших речных пойм, формирующихся после каждого цикла восходящих движений земной коры в районе, где протекает река. Поэтому суммарная высота террас соответствует амплитуде восходящих движений.

МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНИХ ПОВЕРХНОСТЕЙ ВЫРАВНИВАНИЯ основан на установлении выровненных, горизонтально ориентированных поверхностей в структуре горного рельефа. Такие поверхности прослеживаются вдоль горных склонов или образуют плоские вершины гор. Их может быть несколько, и располагаться они могут на разных высотных уровнях. Каждая из таких поверхностей формировалась экзогенными процессами в периоды остановки восходящих движений. В молодых горных странах (Альпы, Кавказ, Копетдаг, Памир) отмечают по пять – шесть поверхностей выравнивания, которые образовались в промежутке времени миоцен – плейстоцен. Максимальная амплитуда поднятий этих районов, измеренная по поверхностям выравнивания, достигает 5 км.

НА МОРСКИХ ПОБЕРЕЖЬЯХ восходящие движения обнаруживаются по смещениям береговых линий в сторону моря. На суше в этом случае остаются бывшие морские террасы, волноприбойные уступы и ниши, береговые валы, а также морские осадки, поднятые выше уровня моря и содержащие остатки живых организмов.

Сложнее установить опускания суши. Этот процесс может быть выявлен при изучении контуров существующих береговых линий. Сильно расчлененная береговая линия с многочисленными заливами и бухтами свидетельствует о быстром погружении берега, испытавшего перед этим длительное поднятие и размыв. При быстром погружении устья рек превращаются в заливы и лиманы.

Прямые свидетельства погружения прибрежной зоны дает изучение донных осадков и рельефа морского дна. Таким путем устанавливаются затопленные береговые линии, морские и речные террасы, подводные продолжения речных долин.

При изучении вертикальных движений на морских побережьях следует помнить о том, что смещение береговых линий может быть вызвано не только восходящими и нисходящими тектоническими движе-

ниями. Смещение этих линий может быть следствием так называемых **эвстатических** колебаний уровня воды в океане, вызванных изменением ее количества или объема самих океанов. Такие изменения могли быть следствием таяния или образования ледников, заполнения осадками океанических впадин, в результате тектонических движений, меняющих контуры океанического дна, а также в связи с выделением воды при различных физико-химических процессах в земных недрах. Главной особенностью эвстатических колебаний является то, что они проявляются одновременно и одинаково на побережьях всех континентов, вызывая трансгрессии и регрессии моря.

Исследования побережий во многих районах Земли показали, что амплитуды новейших движений достигали нескольких тысяч метров.

СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ. Эти движения отмечаются повсеместно на Земле с разной скоростью и направленностью для разных ее регионов. В качестве примеров, подтверждающих существование современных движений, можно привести некоторые из многочисленных фактов.

Вследствие погружения береговой зоны Голландии большая часть ее территории располагается ниже уровня Северного моря. От его вторжения в течение 10 веков люди сооружали дамбы, которые достигли 15-ти метровой высоты. Скорость опускания составляет 0,5–0,7 мм в год. Та же участь постигла Венецию в Италии. Дно Венецианского залива неуклонно погружается, а вместе с ним и прибрежный город.

Районы Финляндии и Северной Швеции поднимаются со скоростью до 10 мм в год. В результате многие прибрежные острова стали полуостровами, а некоторые бывшие портовые города отстоят от морского берега на 25–60 км.

Остатки городских стен и ворот древнегреческого приморского города Херсонеса (г. Севастополь) были сооружены за несколько веков до новой эры. Когда к VI–XII в.в. в результате погружения территории эти стены оказались под водой, над основанием ворот была возведена арка. В настоящее время благодаря поднятию, сменившему опускание, эти двухъярусные ворота находятся на суше.

За современными движениями можно вести постоянные наблюдения, изучать их особенности, измерять их скорость, площадь распространения. Для этого применяются различные методы в зависимости от цели изучения, места расположения исследуемой площади и других особенностей.

Основными методами являются: **исторические, водомерные, геодезические, инженерные, геологические.**

Исторические методы основаны на установлении положения древних сооружений по отношению к современному уровню моря, на изучении археологических и графических документов, с помощью которых можно определить изменения во времени положения той или иной береговой линии и т. д. Скорость и направленность современных дви-

жений во многих случаях можно рассчитать по положению уровня моря в разные исторические периоды, когда эти уровни оставляли отметины на старых прибрежных сооружениях.

Водомерные методы построены на наблюдениях за изменением уровня моря в прибрежной полосе. В основе этих методов лежит представление о том, что уровень воды в океане, являясь функцией множества факторов планетарного масштаба, в целом остается постоянным относительно длительное время и может быть принят в качестве поверхности отсчета при оценке перемещений земной коры.

Изменения уровня моря во времени измеряются с помощью водомерных приспособлений – постоянных реперов (футштоков) или реек. Подъем уровня моря на рейке свидетельствует об опускании земной коры в данном месте, то есть **трансгрессии моря**, а снижение уровня – о **регрессии моря**. По таким замерам можно рассчитать скорость опускания или поднятия, провести границы между участками поднятий и опусканий.

Геодезические методы заключаются в повторном нивелировании местности, то есть в установлении через определенные периоды времени абсолютных высот (отметок, Z) жестко закрепленных реперов, расположенных в пределах изучаемой площади. По изменениям Z реперов выявляются площади испытывающие подъем или опускание, устанавливаются границы между блоками земной коры, рассчитываются скорости движений.

Повторные нивелировки – обязательная форма наблюдений (мониторинга) за перемещениями блоков земной коры. Результаты наблюдений учитываются при строительстве гидротехнических сооружений, крупных коммуникаций, атомных электростанций. С этой целью составляются **карты современных тектонических движений** для крупных регионов, государств и даже частей континентов. На этих картах показаны площади, охваченные движениями разных направлений и их скорости.

Инженерные методы позволяют устанавливать направленность и интенсивность движений для смежных тектонических блоков земной коры, если они движутся в разных направлениях или с различной скоростью. В этом случае вдоль границы, разделяющей блоки, то есть вдоль разлома, будут наблюдаться постепенно расширяющиеся трещины в зданиях и сооружениях, изгибы и разрывы коммуникаций.

Геологические методы используются в районах интенсивного проявления современных движений, преимущественно в горных местностях. Оценка движений производится по изменениям форм рельефа, крутизны склонов, скорости течения рек. В условиях восходящих движений изменяются абсолютные и относительные высоты рельефа, увеличивается крутизна склонов, убыстряется течение рек. Естественно, для такого сравнительного анализа необходимы промежутки времени, измеряемые многими десятилетиями и столетиями.

ИЗУЧЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Методы изучения горизонтальных движений разработаны в меньшей степени и не так разнообразны. Они также неодинаковы для древних, неотектонических, новейших и современных движений.

ДРЕВНИЕ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ. Эти горизонтальные движения устанавливаются при **изучении геологических формаций палеогеографическими, палеотектоническими и палеомагнитными методами.**

МЕТОД ФОРМАЦИЙ позволяет по их составу и геометрическим особенностям делать заключение о направлении и амплитуде горизонтальных перемещений в процессе образования формации. В первую очередь речь идет о так называемой формации **дикого флиша**, образующейся за счет разрушения движущихся крупных пластин континентальной земной коры. Дикий флиш состоит из песчано-глинистых пород, включающих линзы глыбовых брекчий и конгломератов, а также скальные обломки (**олистолиты**) более древних пород. По конфигурации формаций дикого флиша и характеру сочетания ее с другими формациями судят о направлении и скорости горизонтальных движений.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ карты и разрезы позволяют реконструировать первоначальное и последующее пространственное положение крупных структурных элементов земной коры (горных отрогов, долин, разломов), изменившиеся под влиянием горизонтальных движений.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ МЕТОД основан на изучении палеомагнетизма. За основу принимаются данные об ориентировке магнитных меридианов в разные периоды геологического времени. Эти сведения получают путем замеров направления сохранившейся намагниченности минералов, входящих в состав горных пород разного возраста. Анализ таких измерений, выполненный для отдельных частей континентов, позволяет рассчитать траекторию их горизонтального перемещения за определенные интервалы времени.

НОВЕЙШИЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ. Эти виды горизонтальных движений устанавливаются с помощью **геоморфологических и геодезических методов** – наземных и космических.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ изучают новейшие и современные деформации земной коры, которые четко прослеживаются вдоль глубинных разломов. Примером может служить сдвиг Сан-Андреас, протянувшийся более чем на 1000 км от района г. Сан-Франциско до Калифорнийского залива при ширине зоны разлома до 20 км. Вдоль этого разлома наблюдается смещение пересекающих его речных долин, достигающее 25 км. Взаимное перемещение блоков земной коры здесь происходит и в настоящее

время. Такие движения сопровождаются деформацией горных пород – их хрупким разрушением и образованием складок. Эти деформации являются причиной частых и сильных землетрясений в данном регионе.

ГЕОДЕЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ позволяют с большой точностью измерять горизонтальные движения. Так, повторными триангуляциями вдоль сдвига Сан-Андреас установлена скорость смещений равная в среднем 15 мм/год. С момента зарождения этого разлома (конец юры) смещение составило около 600 км.

Подобные измерения проведены во многих местах. В Японии составлена карта горизонтальных движений, которая показывает, что на юго-западе страны движения вызваны растяжением земной коры, а на северо-востоке – ее сжатием. Повторным определением географических координат установлено, что Северная Америка удаляется от Европы, африканский и европейский берега Средиземного моря сближаются, а полуостров Индостан перемещается в северном направлении.

С особенной точностью и оперативностью в последние годы горизонтальные и вертикальные движения измеряются лазерными приборами, установленными на искусственных спутниках Земли.

Приведенный краткий обзор можно сопроводить тремя заключениями общего характера.

1. Деление тектонических движений на вертикально и горизонтально ориентированные является весьма условным. Каждый из этих видов движений, в зависимости от тех или иных условий своего проявления, может трансформироваться в другой вид.
2. Основной причиной всех тектонических процессов являются внутриземные физико-химические превращения, в результате которых сформировались и продолжают формироваться внутренние оболочки планеты.
3. Любые формы тектонических процессов находят отражение в структуре и составе литосферы, а также земной коры. Поэтому эти признаки должны являться единственной основой для научнообоснованных выводов о характере тектонических движений.

6.3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Особым видом тектонических движений являются такие перемещения горных пород, при которых их тела изменяют свою целостность, первичную форму и положение в пространстве. Такие движения называются **дислокационными**. В результате их проявления в породах возникают **деформации или дислокации – складки, разрывы, трещины**, имеющие общее название – **тектонические нарушения**. Учение о деформациях горных пород является одним из разделов **тектонофизики**, а не-

посредственно изучением тектонических нарушений занимается **структурная геология**.

ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Образование деформаций является естественной реакцией горных пород на возникающие в них механические напряжения, которые в свою очередь могут быть обусловлены внешним силовым воздействием на породы или внутренними физико-химическими превращениями. Однако такое общее определение нуждается в некоторых пояснениях.

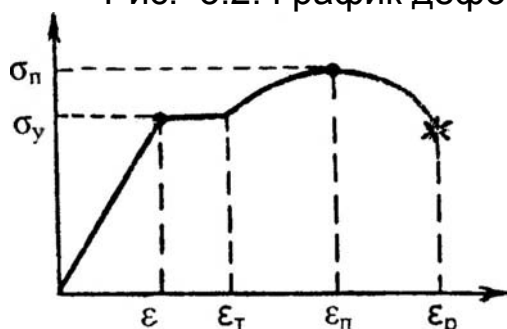
Деформации в породных телах возникают в том случае, если они находятся в окружении других неподвижных тел. В таких заблокированных условиях действие сил на породное тело не может переместить его в пространстве, и в породе возникают силы сопротивления, уравнивающие внешнее воздействие. Отнесенные к единице площади ($1 \text{ см}^2, 1 \text{ м}^2$) эти силы характеризуют **механическое напряжение**. Общее напряжение в любом сечении можно разложить на две составляющие – нормальное напряжение, перпендикулярное к сечению и касательные, лежащие в его плоскости.

ТИПЫ И ВИДЫ ДЕФОРМАЦИЙ. Механические напряжения вызывают в породе деформации трех типов – **упругие, пластические и разрушения**. Упругие деформации (как у пружины) не сохраняются после снятия нагрузки, а деформации пластические и разрушения являются необратимыми. Эти остаточные деформации и являются тектоническими нарушениями.

При возникновении напряжений в породе первой проявляется упругая деформация. По своей величине она, в соответствии с законом Гука, пропорциональна напряжению $\epsilon = \sigma / E$, где ϵ - деформация, σ - напряжение, **E** – модуль упругости или **модуль Юнга**.

На определенном уровне напряжений (пределе упругости) начинается пластическая деформация, а после достижения ими предела прочности породы, происходит процесс ее разрушения. Вначале внутри породы появляются поверхности более свободного скольжения в виде трещин, но без существенных разрывов сплошности. Процесс завершается хрупким разрушением с разрывом сплошности породы (рис. 3.2).

Рис. 3.2. График деформаций при растяжении:



ϵ_y – деформация, которая переходит из упругой в пластическую при напряжении σ_y (пределе упругости); ϵ_t – деформация текучести, после которой удлинение возможно только с увеличением напряжений; ϵ_p – деформация, соответствующая пределу прочности σ_p , - после чего удлинение происходит при уменьшении напряжения, вплоть до деформации разрушения ϵ_p

ВИДЫ УПРУГИХ ДЕФОРМАЦИЙ могут быть разными. Они зависят от способа приложения сил. Различают упругие деформации: **сжатия, растяжения, сдвига, изгиба, кручения** (рис. 3.3).

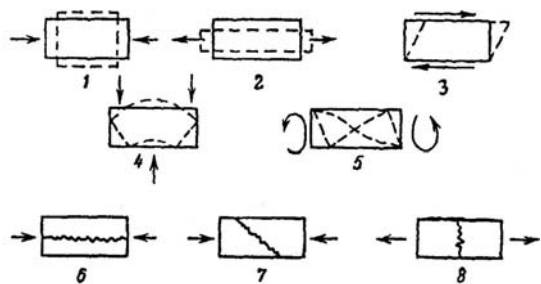


Рис. 3.3. Деформации:

1 – сжатия, 2 – растяжения, 3 – сдвига, 4 – изгиба, 5 – кручения, 6 – отрыва при сжатии, 7 – скалывания, 8 – отрыва при растяжении

Сжатие и растяжение – это простейшие виды деформаций. Механизмы их взаимосвязаны и в твердом теле они осуществляются одновременно. К растяжению и сжатию по существу сводятся все остальные виды деформаций.

В условиях растяжения образуются деформации **отрыва** (см. рис. 3.3, позиция 8). Эти нарушения возникают тогда, когда предел прочности породы на разрыв ($\sigma_{\text{разр.}}$) становится меньше растягивающих напряжений. Отрыв связан с хрупким разрушением породы и может следовать непосредственно за ее упругой деформацией.

В условиях сжатия в упругих породах появляются растягивающие напряжения, ориентированные под углом около 45° к основному его направлению. Вдоль таких направлений возникают трещины и разрывы, которые называются **сколами** (см. рис. 3.3, позиция 7). Образование сколов вызвано тем, что предельные (разрушающие) напряжения при растяжении ($\sigma_{\text{раст.}}$) у пород значительно меньше таких же напряжений при сжатии ($\sigma_{\text{сж.}}$).

При сдвиге деформация сводится к растяжению – сжатию по осям, расположенным косо к направлению действующих сил.

При изгибе верхняя половина тела испытывает растяжение, а нижняя сжатие и наоборот, если изгиб направлен в противоположную сторону.

При кручении также возникают деформации растяжения и сжатия, сложно ориентированные в пространстве и приуроченные к противоположным концам тела.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД. В разных по происхождению и составу породах упругие и пластические деформации, а также разрушение, происходят неодинаково. У многих пород предел прочности почти совпадает с пределом упругости, и поэтому пластические деформации в них практически не проявляются – за упругой деформацией следует разрушение. Такие породы называются **хрупкими**. Другие породы, напротив, способны до разрушения испытывать значительные пластические деформации и это делает их **пластичными**.

Хрупкими являются монолитные крепкие породы – магматические, метаморфические и некоторые осадочные. Пластичные породы – это малопрочные молодые осадочные, содержащие в своем составе глины и соли. Под действием сжимающих напряжений в них образуются не сколовые разрывы, а складки.

Важно отметить то, что деформационные свойства пород зависят не только от их типа и состава, но и от физических условий, в которых происходит их деформирование. На больших глубинах, в условиях высоких **температур и давлений** даже самые хрупкие породы ведут себя как пластические.

Не менее важным фактором, влияющим на деформационные свойства пород, является **скорость нарастания напряжений**. Если этот процесс осуществляется быстро, то порода реагирует на него как хрупкое тело, а если медленно, то в ней происходят пластические деформации.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ ДЕФОРМИРУЮЩИХ НАПРЯЖЕНИЙ в горных породах может быть вызвано разными причинами:

- механическим взаимодействием между смежными блоками литосферы или земной коры, вовлеченными в тектонические движения;
- давлением вышележащих пород на подстилающие их породы (литостатическое давление);
- увеличением или уменьшением объема пород, вызванном изменениями температуры и степени увлажнения (соответственно – набухание или усыхание);
- вулканическими извержениями;
- провальными и просадочными явлениями.

ПЕРВИЧНОЕ И НАРУШЕННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ ПОРОД

Тектоническим нарушениям подвергаются любые геологические тела, попадающие в зону действия дислокационных напряжений. Осадочные, вулканические и интрузивные магматические породы в начальный период своего формирования имеют соответствующие их происхождению **первичные формы залегания**. Впоследствии, в результате проявления дислокационных движений, тела горных пород приобретают **нарушенные – тектонические формы залегания** в виде определенных **наклонных, складчатых и разрывных структур**. Последствия дислокационных движений особенно наглядно проявляются в осадочных породах, формой тел которых является **слой**.

СЛОЙ – геологическое тело уплощенной формы большой протяженности, ограниченное двумя приблизительно параллельными поверхностями и обладающее более или менее однородным составом. Нижняя граница слоя называется **подошвой (или почвой)**, а верхняя – **кровлей**. Кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой – **мощность**

слоя (рис. 3.4). Изменения мощности слоя, вызванные разными причинами и имеющие плавный характер, образуют **раздувы, пережимы, выклинивания, замещения**. Если говорится о полезном ископаемом, то вместо термина «слой» следует употреблять «пласт».

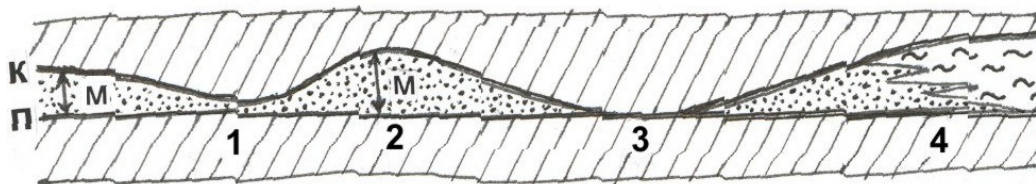


Рис. 3.4. Слой и его элементы, изменения мощности слоя:

К – кровля слоя; П – подошва слоя; М – мощность слоя; 1 – пережим; 2 – раздув; 3 – выклинивание; 4 – замещение слоя

Первичной формой залегания слоев осадочных пород является **горизонтальное**, иногда слабо наклонное (не более $1 - 2^\circ$). Тектонически нарушенными формами залегания слоев являются **наклонные и складчатые**.

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ является наиболее распространенной формой их нахождения в земной коре. Существуют участки и целые регионы, в пределах которых слои наклонены (падают) в одном направлении, не меняя угла наклона. Такое залегание называется **моноклиналим** (греч. *моно* – один, *клин* – наклон), а тектонические структуры – **моноклиналями**. В моноклиналии превращаются горизонтально залегающие слои осадочных пород вследствие неравномерных блоковых движений земной коры. Моноклиналями являются также и крылья крупных складчатых структур (рис. 3.5).

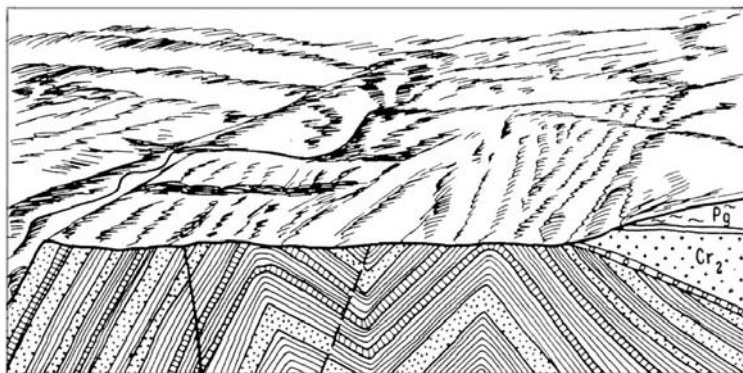


Рис. 3.5. Складки в угленосной толще Донбасса. Крылья складок представляют собой отдельные моноклиналии

Положение в пространстве наклонно залегающих слоев устанавливается по отношению к сторонам света и горизонтальной плоскости путем соответствующих измерений. Полученные показатели называют **элементами залегания слоя**. Такими элементами являются:

- азимут линии простирания слоя;
- азимут линии падения слоя;
- угол падения слоя.

Линия простирания слоя – это воображаемая линия пересечения его поверхности с любой горизонтальной плоскостью, то есть любая горизонтальная линия на кровле или подошве слоя.

Линия падения слоя – это отрезок прямой, перпендикулярный к линии простирания, лежащий на поверхности слоя и направленный в сторону его погружения (**падения**).

Угол падения слоя – это угол, заключенный между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость. Он может принимать значения от 0 до 90°.

Направление линии простирания и линии падения в пространстве определяется **азимутами** этих линий.

Азимут – это правый горизонтальный угол, заключенный между северным и измеряемым направлением. В нашем случае измеряемые направления – это линии простирания и падения (рис. 3.6). Азимут может принимать значения от 0 до 360°.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ слоев производится с помощью **горного компаса**. От обычного компаса он отличается тем, что лимб его градуирован не с запада на восток, а в обратном направлении (рис. 3.7). В горном компасе также есть отвес, позволяющий измерять вертикальные углы падения.

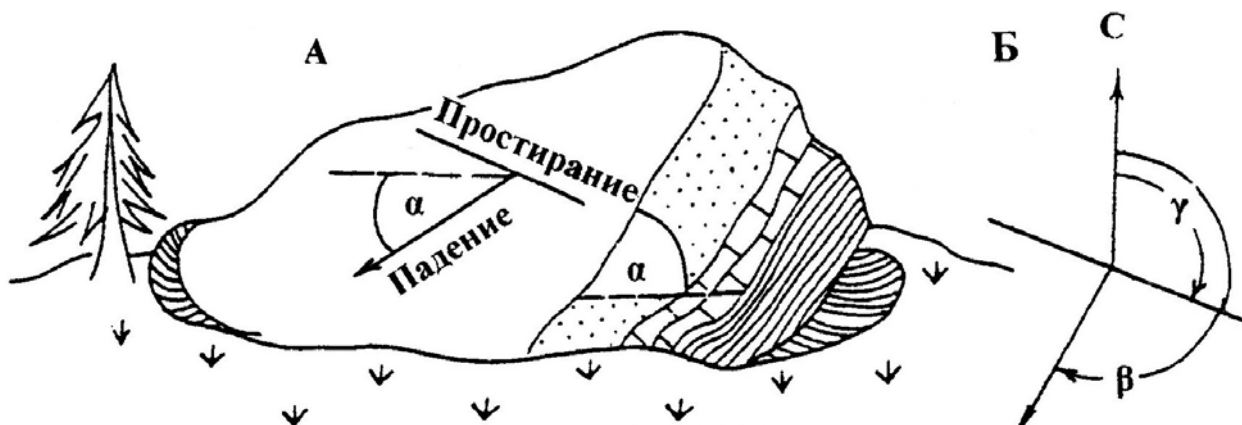


Рис. 3.6. Элементы залегания слоя (А) и графическое отображение их на плане (карте) (Б):

α – угол падения песчаника (слоя); γ – азимут линии простирания;
 β – азимут линии падения

Для определения положения слоя в пространстве достаточно измерить азимут линии его падения и угол падения, так как азимут линии простирания определяется по величине азимута падения путем его увеличения или уменьшения на 90°.

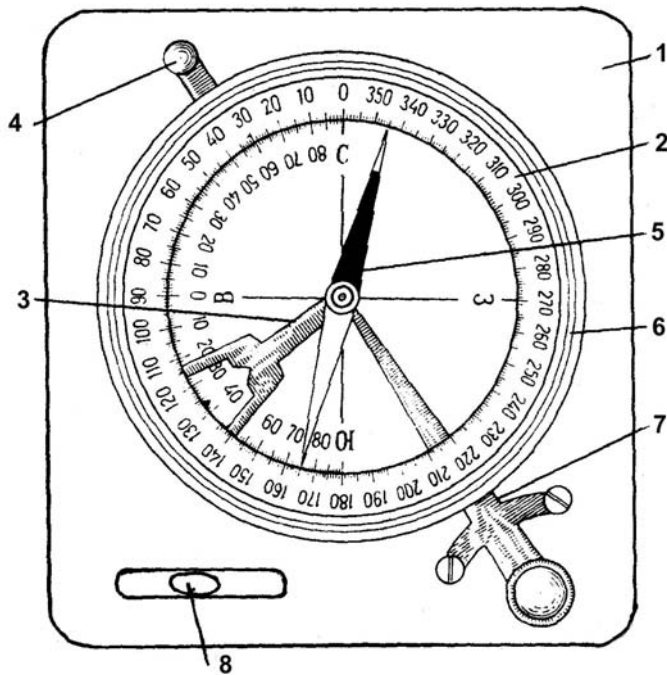


Рис. 3.7. Горный компас:
 1 - основание компаса, 2 - лимб,
 3 - отвес (клинометр), 4 - стопорный
 зажим отвеса, 5 - магнитная стрелка,
 6 - пружина, удерживающая покрывное
 стекло, 7 стопорный зажим
 магнитной стрелки, 8 - пузырьковый
 уровень

Для определения азимута падения и угла падения необходимо выполнить следующие операции:

- положить компас на поверхность слоя так, чтобы нулевая отметка на лимбе была ориентирована вниз по падению;
- не отрывая компас от слоя, повернуть его до выведения пузырька уровня на середину. В этом положении короткие стороны прибора будут располагаться горизонтально и соответствовать линии простирания, а длинные стороны – направлению линии падения;
- поворотом винта зажимного устройства освободить стрелку компаса;
- не отрывая южный конец компаса от слоя, поднять его северную часть до горизонтального положения. В этот момент стрелка компаса приходит в движение, устанавливается и по ее северному (закрашенному) концу берут отсчет азимута падения;
- опустить поднятый северный конец компаса на поверхность слоя и, не отрывая западную (левую) сторону прибора, придать ему вертикальное положение;
- нажать кнопку отвеса, дать ему установиться в вертикальном положении и отпустить кнопку;
- поднять компас и снять отсчет угла падения по полукруговой шкале.

СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

Складками называются волнообразные изгибы пород, образующиеся в результате их пластических деформаций. Разнообразные по величине и форме складчатые структуры – широко распространенные формы нахождения осадочных и метаморфических пород в земной коре.

Различная ориентировка напряжений по отношению к слоям пород и разная степень их пластичности приводят к образованию складок разного типа. По этим признакам выделяют

складки поперечного и продольного изгиба, а также складки течения (рис. 3.8).

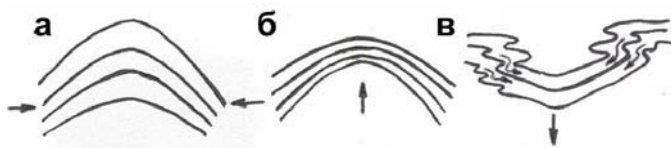


Рис. 3.8. Кинематические типы складок:

а – продольного изгиба; б – поперечного изгиба; в – течения (по Г.Д. Ажгирею)

Складки поперечного изгиба образуются под действием неравномерного распределения давления, ориентированного перпендикулярно к слоям. К этому типу складчатых структур относятся и так называемые **флексуры** – Z-образные (коленообразные) изгибы слоев.

Складки продольного изгиба образуются в условиях сжатия, направленного вдоль слоев.

Складки течения образуются при пластическом течении пород. Такие складки наблюдаются в высокопластичных осадочных породах (соль, гипс, глина), а также в метаморфических породах, обретающих пластичность на больших глубинах в условиях высоких температур и давления.

Складчатость в породах образована двумя основными разновидностями складок: выпуклыми или **антиклинальными** и вогнутыми или **синклинальными** (рис. 3.9).

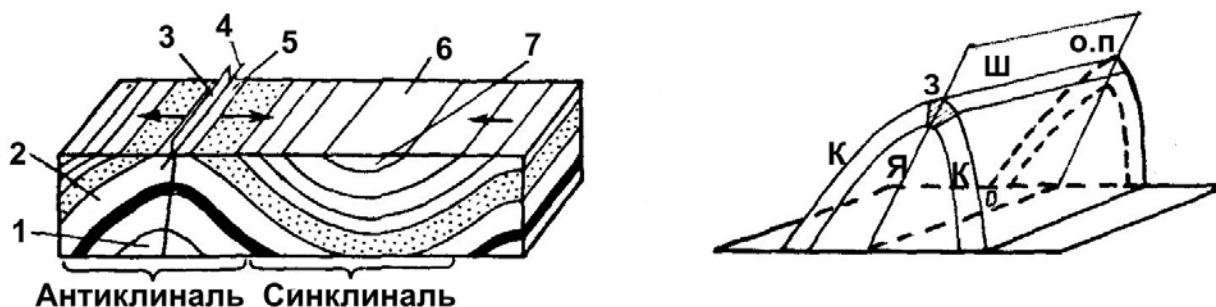


Рис. 3.9. Антиклинальная и синклинальная складки и их элементы: 1 - ядро антиклинали, 2 – крыло, 3 - осевая поверхность, 4 – ось (шарнир), 5,6 – замки складок (5 – свод антиклинали, 6 – перегиб синклинали, 7 – ядро синклинали;), 3 – замок, к – крылья, я - ядро, о.п. - осевая поверхность, ш – шарнир, о – ось складки

В каждой антиклинальной и синклинальной складке различают следующие **морфологические элементы**:

- **крылья** – боковые наклонные части складки;
- **замок** – место перегиба слоев, образующих складку;
- **ядро** – внутреннюю часть складки;
- **осевую поверхность** – воображаемую поверхность, делящую складку пополам в продольном направлении;
- **шарниры** – линии пересечения осевой поверхности с поверхностью слоев в складке.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ВИДЫ СКЛАДОВ. Складчатые структуры чрезвычайно многообразны по своим размерам и форме. Существующие классификации учитывают их морфологию и условия образования. Различные морфологические виды складок устанавливаются по наклону осевых поверхностей складок и их крыльев, конфигурации замков, а также ориентировке и форме шарниров.

ВИДЫ СКЛАДОВ ПО ПОЛОЖЕНИЮ ОСЕВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ И ФОРМЕ ЗАМКОВ показаны на рис. 3.10 в поперечном вертикальном разрезе. В таком сечении хорошо видно различие складок по положению осевой поверхности (углам падения крыльев) и форме замка. По этим признакам различают складки:

- **прямые** – с вертикальной осевой поверхностью;
- **косые** – с наклонной осевой поверхностью и крыльями, падающими в противоположных направлениях;
- **опрокинутые** – с крыльями, падающими в одном направлении с осевой поверхностью;
- **лежачие** – с почти горизонтальной осевой поверхностью;
- **перевернутые** – с изогнутой осевой поверхностью;
- **изоклиналильные** – у которых крылья и осевые поверхности параллельны;
- **веерообразные** – с изменяющимися углами падения крыльев, нередко с пережимами слоев в ядрах;
- **сундучные** или коробчатые – с широким пологим сводом и крылопадающими крыльями.

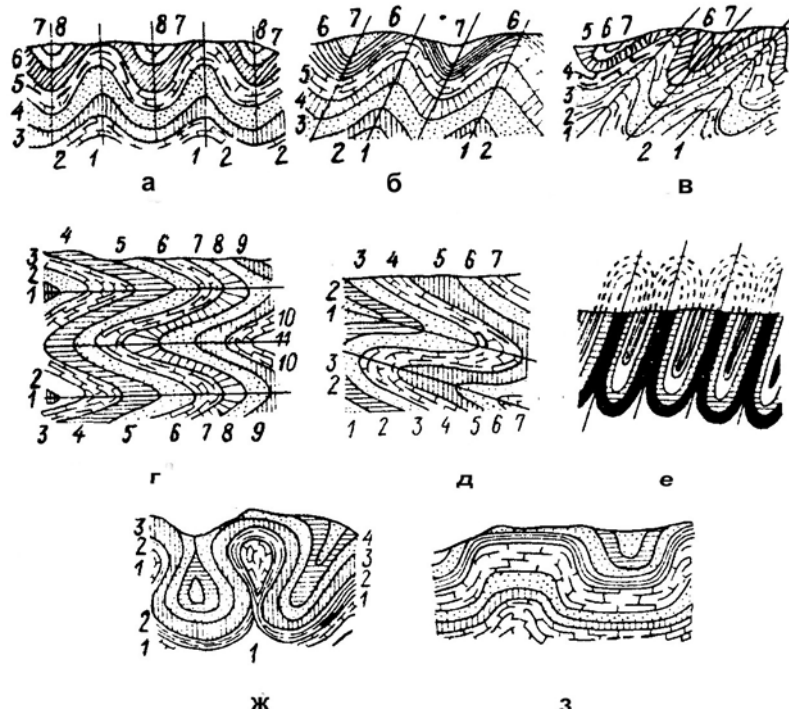


Рис 3.10. Типы складок в поперечных разрезах:

а – прямые, б – косые (наклонные), в – опрокинутые, г – лежачие, д – перевернутые, е – изоклиналильные, ж – веерообразные, з – сундучные; 1 – 11 – возрастная последовательность пород (1 – наиболее древние, 11 – самые молодые), сплошные прямые линии – положение в разрезах осевых поверхностей

ВИДЫ СКЛАДОК В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ФОРМЫ ШАРНИРА наглядно проявляют себя на геологических картах местности с выравненным рельефом, то есть при горизонтальном срезе. В складках с горизонтальными шарнирами слои пород выходят на поверхность в виде серии параллельных полос, более древних в ядрах антиклиналей и более молодых в ядрах синклиналей. В тех местах, где шарнир имеет наклонное положение, наблюдается замыкание слоев. Если шарнир волнообразно изгибается вдоль складки (**ундулирует**), то выходы слоев приобретают овальные контуры (рис. 3.11).

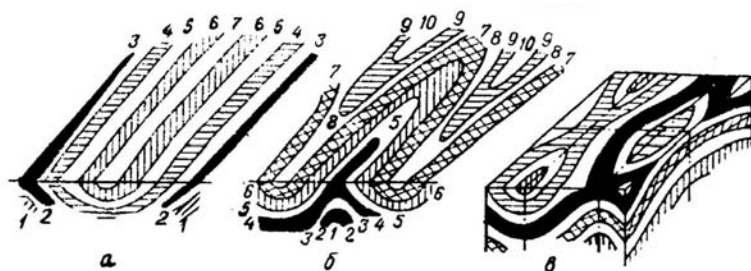


Рис. 3.11. Срез складок горизонтальной плоскостью:

а – складки с горизонтальным шарниром, б – складки с шарниром, наклоненным от зрителя, в – брахискладки

ПО СООТНОШЕНИЮ ШИРИНЫ И ДЛИНЫ СКЛАДКИ они делятся на **брахиформные** (греч. *брахис*–короткий), **куполо - и чашевидные, линейные**. Для отнесения складок к категории брахиформных необходимо, чтобы отношение длины складки к ее ширине не превышало четырех (4:1). Если оно больше, то складки называются **линейными**; если это отношение близко к единице, то антиклинали называют **куполами**, а синклинали – **чашами**.

ЭЛЕМЕНТЫ СОЛЯНОЙ ТЕКТониКИ. Образование куполовидных складчатых структур наиболее характерно для участков земной коры, где имеются месторождения соли. Здесь формируются своеобразные **диапировые складки** (от греч. *диапире*–протыкаю) или **ядра протыкания** (рис. 3.12).

Соль, которая под давлением ведет себя как жидкость, перемещается в сторону меньших давлений. В складчатых структурах на соляные слои вышележащие породы оказывают неодинаковое давление – в антиклинальных перегибах оно меньше, а в синклинальных, расположенных глубже – больше. Поэтому соль из синклинальных зон нагнетается в антиклинальные, поднимает над собой перекрывающие ее слои в форме диапировых складок и нередко прорывает их в виде **соляных куполов и штоков**.

Соляные купола состоят из трех основных элементов: 1)соляного массива или штока - ядра структуры; 2)толщи осадочных пород, вмещающей соляной массив; 3)подсолевых пород, более древних, чем соляной шток.

Величина и формы соляных массивов изменяются в широких пределах. Наиболее часто встречаются овальные, округлые и неправильные в плане формы соляных куполов. Размеры их колеблются от

долей квадратных километров до 50-60 км². Залегают соляные штоки на разных глубинах. Существуют выходящие на поверхность «открытые купола», на которых в результате процессов выветривания и размыва образуется так называемая «каменная шляпа» или **кепрок** (англ. кеп – шапка, рок – порода), сложенный гипсом и брекчией из обломков трудно-растворимых пород.

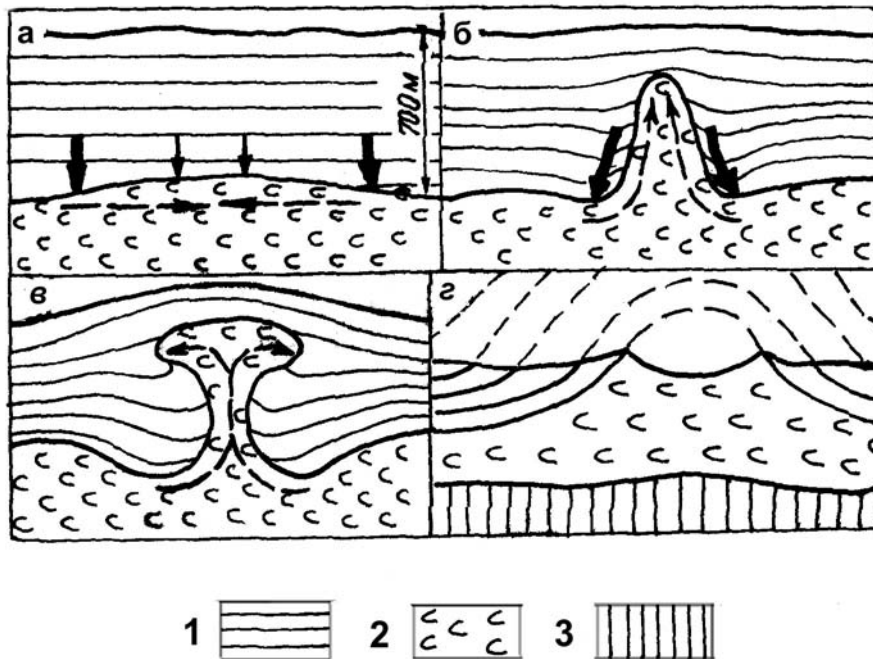


Рис. 3.12. Соляные купола:

а – начальная стадия образования соляного купола (толщина вертикальных стрелок пропорциональна давлению на соляную толщу в разных точках), б – прорыв солью покрывающих пород, в – растекание соли в породах с низкой плотностью, г – диапировая складка (ядро протыкания); 1 – покрывающие породы, 2 – соляная толща, 3 – подсолевая толща

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И ТИПЫ СКЛАДЧАТОСТИ. Те или иные типы складок, распространенные на определенной территории, характеризуют ее **складчатость**. На континентах имеют место **складчатые зоны** и **платформенные складки**. Те и другие различаются по интенсивности и характеру складчатости.

В **СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ** слоистые толщи повсеместно образуют складки, располагающиеся параллельными рядами. Такую складчатость называют **линейной**. Складчатые зоны часто выражены и в рельефе, если они образуют горные сооружения.

НА **ПЛАТФОРМАХ** распространен другой тип складчатости. Здесь преобладают изолированные складки среди полого залегающих недеформированных слоистых толщ. Этот тип складчатости носит название **прерывистой**, характеризуется отсутствием выдержанной линейности и резким преобладанием количества антиклиналей над синклиналями.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения присутствуют во всех типах пород, усложняя их первичные и складчатые формы залегания. Протяженность разрывов варьирует от сантиметров до сотен и тысяч километров. Формирование разрывов может происходить с разной скоростью, так как обусловлено оно разными причинами.

При медленном нарастании напряжений в породе вначале возникает сеть **трещин – мельчайших разрывов без смещения** по ним разобщенных частей породы. В дальнейшем вдоль линий наибольших напряжений трещины разрастаются, объединяются и преобразуются в разрывы, по которым разобщенные блоки породы могут смещаться относительно друг друга. Соответственно, все разрывные нарушения условно подразделяются на **трещины и собственно разрывы**.

При быстром нарастании напряжений хрупкое разрушение пород с образованием разрывов происходит почти мгновенно. Такие места в горных породах являются очагами тектонических землетрясений.

ТРЕЩИНЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Трещины возникают не только при внешнем (тектоническом) воздействии. Они образуются и в результате разрядки внутренних напряжений в породах, вызванных разными причинами. Соответственно по своему происхождению трещины делятся на два типа – **тектонические и нетектонические**.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ в зависимости от условий деформаций пород могут быть трех видов – **трещины отрыва, скалывания и сжатия** (рис. 3.13).

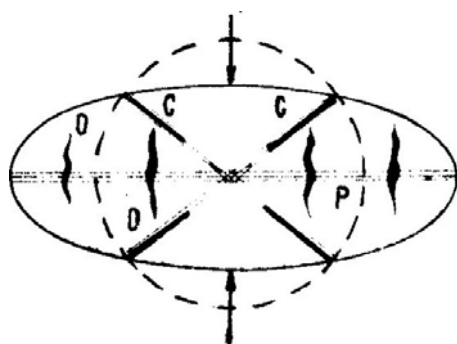


Рис. 3.13. Виды трещин:
о – отрыва, с – скалывания, р – расплющивания (сжатия)

Трещины отрыва образуются в условиях растяжения и изгиба пород деформируемого массива. Это открытые, зияющие структуры. Со временем они могут заполняться минеральным веществом различного состава, в том числе рудным.

Трещины скалывания образуются в условиях сжатия пород и ориентированы под углом около 45° по отношению к его направлению. Сколовые трещины – это обычно закрытые, притертые структуры. Они более протяженные, поверхности их стенок ровные, нередко со следами скольжения.

Трещины сжатия (расплющивания) также образуются в условиях сжатия пород и ориентированы перпендикулярно к его направлению. Они развиваются в результате пластических деформаций минерального

вещества, возникающих под давлением. К трещинам сжатия относится и так называемый **кливаж**.

Кливаж – система частых, едва различимых параллельных трещин, разделяющих горные породы на тонкие пластинки. Трещины кливажа могут иметь различную ориентировку по отношению к слоистости и осевой поверхности складок. Считается, что так называемый **главный кливаж течения** образуется после формирования сильно сжатых (изоклинальных) складок, когда дальнейшее изгибание слоев становится невозможным.

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ делятся на два вида – **петрогенные и экзогенные**.

Петрогенные трещины образуются в процессе формирования самой породы. В магматических породах это так называемые **трещины отдельности**, образующиеся в результате уменьшения объема остывающей магмы. Они расчленяют монолитные интрузивные породы на блоки, формируя **плитообразную** (матрацевидную) **отдельность**. В эффузивных породах образуется **столбчатая и шарообразная** отдельности (рис. 3.14), в метаморфических возникают **трещины рассланцевания**. Такая сеть тончайших трещин образуется в процессе перекристаллизации пород в условиях одностороннего давления.

Экзогенные трещины – это трещины выветривания. Они образуются в поверхностных условиях под воздействием суточных и сезонных колебаний температуры, которые распространяются до глубины залегания пояса постоянных температур.

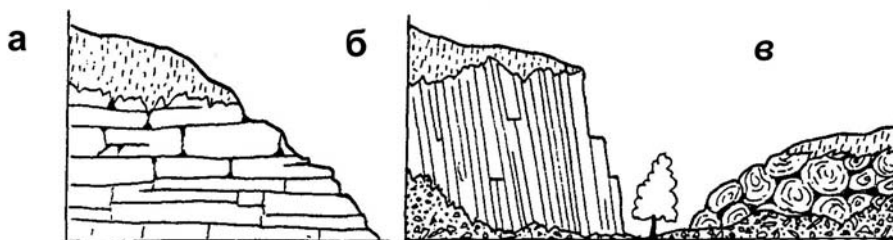
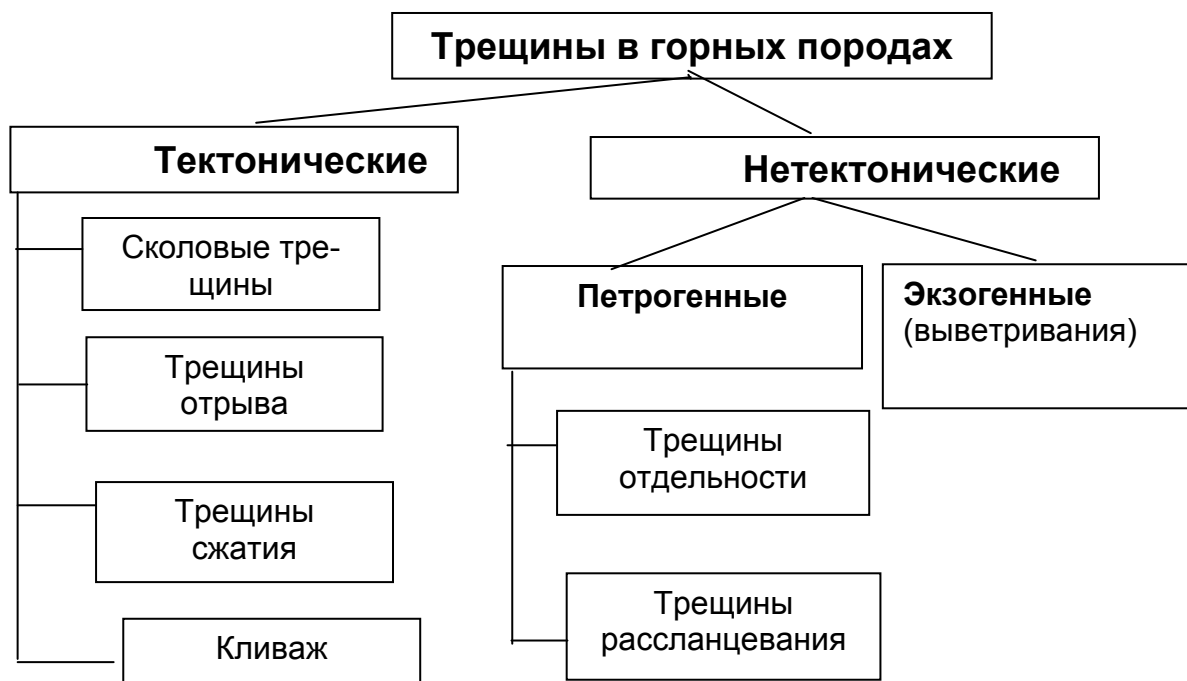


Рис. 3.14. Плитообразная (матрацевидная) отдельность гранитов (а), столбчатая (б) и шарообразная (в) отдельность базальтов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД трудно переоценить.

Как геологический фактор трещиноватость обуславливает **проницаемость пород** земной коры, что является необходимым условием для формирования разнообразных рудных месторождений. Нагретые растворы и газы, поднимаясь из глубин, проходят через трещинные зоны, остывают и оставляют там содержащиеся в них рудные компоненты различного состава. Поэтому трещины являются и проводниками для рудных растворов, и вмещилищем образующихся из них руд.

Генетическая классификация трещин в горных породах может быть представлена в виде схемы:



Как горно-геологический фактор трещиноватость формирует физико-механические свойства пород, что определяет способы проходки и крепления горных выработок, их газо- и водообильность. При добыче камня в карьерах от характера трещиноватости зависят системы отработки и в целом качество сырья, которое определяется размерами, формой его блоков и кусков. Ориентировка трещин в горном массиве учитывается при выборе направления выработок и их основных параметров.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ СО СМЕЩЕНИЕМ. Главные особенности строения разрывных нарушений находят отображение на вертикальных разрезах и картах (рис. 3.15). Основными **элементами разрывов** являются:

- **сместитель** – поверхность разрыва;
- **блоки (крылья)**, которые могут быть **висячими** и **лежащими**;
- **амплитуды разрывов**;
- **угол наклона сместителя**;
- **угол падения пород.**

Все разрывные нарушения можно разделить на две группы:

- разрывы, возникшие **в условиях растяжения** земной коры – **сбросы и раздвиги**;
- разрывы, возникшие **в условиях сжатия** земной коры – **взбросы, надвиги и шарьяжи, сдвиги.**

Особую группу составляют **глубинные разломы.**

СБРОСЫ – это разрывные нарушения, у которых висячий блок (ВБ) опущен по отношению к лежащему блоку (см. рис. 3.15). Сместитель может занимать и вертикальное положение, а слои пород могут падать под разными углами.

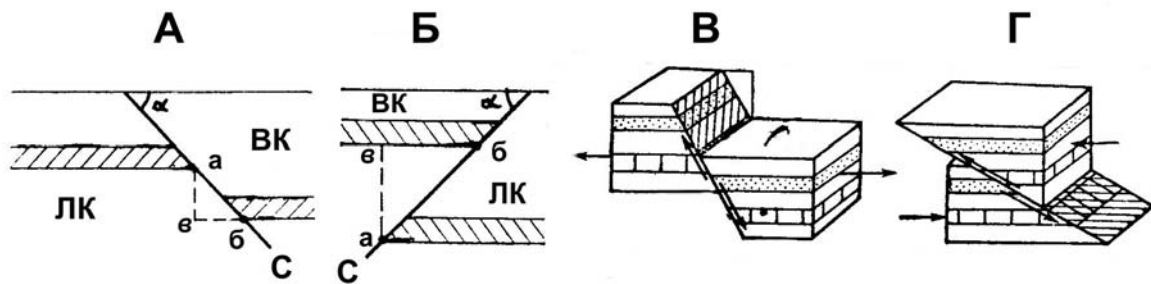


Рис. 3.15. Элементы разрывных нарушений – сброса (А) и взброса (Б), образованных соответственно в условиях растяжения и сжатия, а также их объемные модели (В и Г):

ВК – висячее крыло (блок), ЛК – лежащее крыло, С – сместитель, α – угол наклона сместителя, аб – полная амплитуда нарушения, вб и ав – соответственно горизонтальная и вертикальная амплитуды

Сбросы, как и другие тектонические нарушения, обычно встречаются группами в разных сочетаниях. Особенно типичны **грабены** (нем. *грабен* – ров). В них опущенные (висячие) блоки пород ограничены двумя или большим числом сбросов (простые и сложные грабены) (рис. 3.16). Нередко между сбросами располагаются не опущенные, а поднятые блоки. Такие структуры называются **горстами** (нем. *горст* – возвышенность). Они также бывают простыми и сложными.

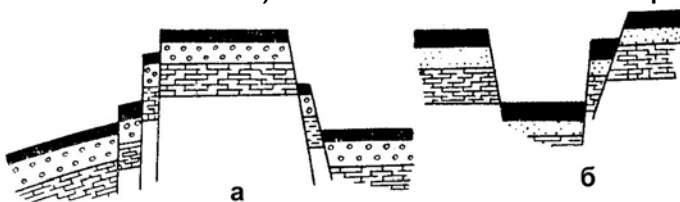


Рис. 3.16. Схема строения горста (а) и грабена (б)

В рельефе крупные грабены могут быть выражены в виде вытянутых впадин, к которым приурочены озера и речные долины. Типичным примером может служить Рейнский грабен в Германии (рис. 3.17).

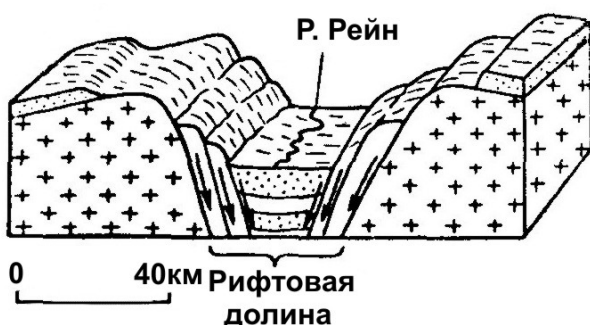


Рис.3.17. Схема строения Рейнского грабена (рифтовой долины)

РАЗДВИГИ – это разрывы, при формировании которых перемещение блоков происходит в направлении, перпендикулярном к поверхности отрыва (сместителя). Возникающие при этом полости обычно заполняются обломочным материалом или магматическим расплавом (рис. 3.18). Часто раздвиги сочетаются с другими разрывами. Сложнейшая система горстов, грабенов и раздвигов характерна для **рифтовых зон**.

Рифты (англ. *рифт* – расщелина) – это узкие грабены шириной от нескольких до десятков километров, длиной в десятки и сотни километров при глубине до 1–4 км. Рифты в основном развиты в пределах срединных океанических хребтов, имеются они и на континентах (рифт Красного моря, Байкальский рифт).

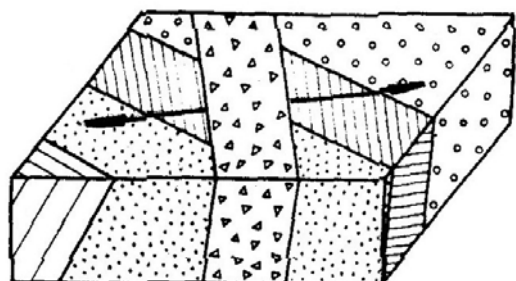


Рис. 3.18. Крутопадающий раздвиг, образованный в условиях растяжения земной коры

ВЗБРОСЫ – это разрывы, у которых висячий блок (ВБ) поднят по отношению к лежащему блоку и надвинут на него (см. рис. 3.15). При сочетании взбросов также нередко образуются структуры типа горстов и грабенов.

НАДВИГИ – это взбросы с пологим, часто изменчивым углом наклона сместителя. Надвиги образуются главным образом в результате продольного сжатия пород. Чаще всего надвиги сочетаются с интенсивной складчатостью. Они образуются в процессе формирования линейной складчатости (рис. 3.19).

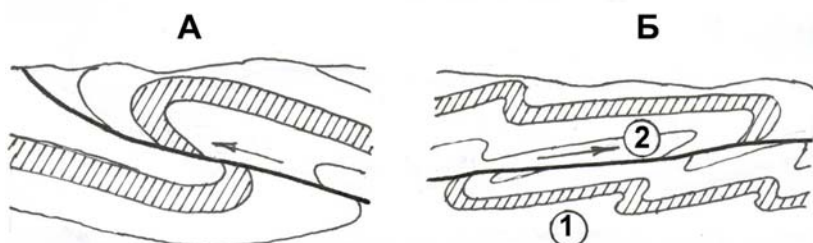


Рис. 3.19. Надвиг (А) и шарьяж (Б)

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

СДВИГИ – это разрывы, смещение по которым происходит в субгоризонтальном направлении (рис. 3.20). У сдвигов, как и у других разрывов, различают блоки или крылья, сместитель, амплитуду смещения. Перемещение по сдвигам может быть весьма значительным. К числу крупных сдвигов относится разлом Грейт-Глен в Северной Шотландии, амплитуда которого составляет 100 км. Сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии имеет протяженность 1300 км, а ширина зоны брекчированных пород в разломе составляет около 2 км. Относительное перемещение блоков пород по этому разрыву, начиная с юрского периода, составило 500 км.

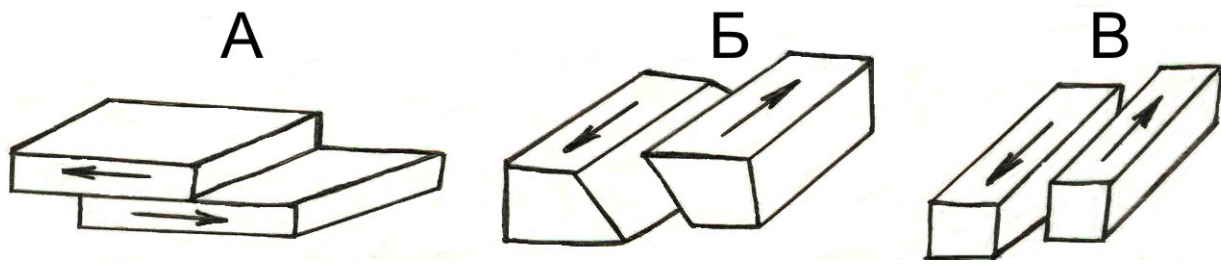


Рис. 3.20. Схема сдвигов – горизонтального (А), крутопадающего (Б) вертикального (В)

ГЛУБИННЫЕ И ВНУТРИКОРОВЫЕ РАЗЛОМЫ – это особые подвижные, преимущественно вертикальные зоны, соответственно проходящие либо через всю литосферу, либо располагающиеся внутри земной коры. Ширина таких зон достигает нескольких, а протяженность – десятков и многих сотен километров. Выражены эти зоны сложными сочетаниями большого количества более мелких разрывов, дроблением, рассланцеванием пород, а иногда и проявлениями магматизма. Глубинные разломы отделяют крупные элементы литосферы в пределах океанов и континентов.

В размещении коровых разломов обычно обнаруживаются те или иные закономерности. Чаще они выражаются в том, что разломы ориентируются в определенных направлениях и образуют пересекающиеся системы. Пересечение разломов создает **блоковое строение земной коры**. Размеры блоков разные – от сотен метров до десятков километров.

Образование глубинных разломов связано с неравномерными вертикальными перемещениями литосферы и ее плит. Эти нарушения формируются постепенно в течение сотен миллионов и миллиардов лет. Они являются главнейшими элементами в структуре земной коры.

6.4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Землетрясением называется внезапное и резкое колебание земной коры, проявляющееся на поверхности Земли в виде толчков. Около 95% всех землетрясений относится к типу **тектонических**. Существуют также **вулканические** и **денудационные** землетрясения. Первые сопровождают вулканические извержения, а вторые связаны с обвалами в горах, крупными оползнями или обрушениями сводов пещер.

Тектонические землетрясения вызываются механическими напряжениями в земной коре, возникающими при тектонических процессах. Такие напряжения накапливаются на границе между блоками земной коры,двигающимися с разной скоростью или в разных направлениях. Когда напряжения превышают предел прочности пород, происходит внезапный разрыв их сплошности с образованием новых многочисленных разрывов. Высвободившаяся при этом энергия распространяется за

пределы деформированной зоны в виде упругих колебаний – **сейсмических волн**.

Место внутри Земли, где происходит высвобождение тектонической энергии, является **очагом землетрясения**, а центр очага – его **гипоцентром** (рис. 3.21). Ближайшая к гипоцентру точка на поверхности Земли называется **эпицентром землетрясения**. По мере удаления от эпицентра сила землетрясения убывает. Замкнутые линии на карте, соединяющие точки с одинаковой силой землетрясения называются **изосейстами**. Внутренняя зона вокруг эпицентра, ограниченная центральной изосейстой называется **плейстосейстовой областью**.

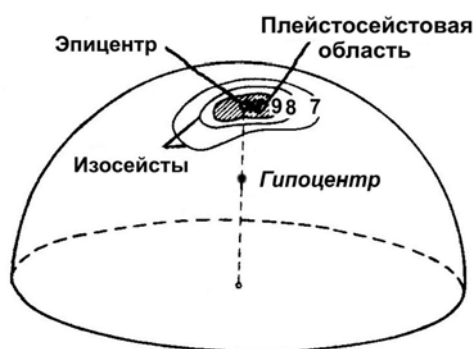


Рис. 3. 21. Гипоцентр и эпицентр землетрясения. Цифры – значение изосейст в баллах

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ, возникающие в земной коре при землетрясении, по своей природе, как известно, бывают **продольные, поперечные и поверхностные**. Их характеристика приведена в 2.2.

Продольные, высокоскоростные волны первыми достигают земной поверхности в эпицентре землетрясения. На поверхности эти волны возбуждают **поверхностные** волны Рэлея. По характеру колебаний они относятся к поперечным длинопериодным. Поверхностные волны производят максимальные разрушения в плейстосейстовых областях землетрясений. С удалением от этой области они затухают, особенно быстро на участках сложенных рыхлыми осадочными образованиями.

Поскольку к поверхности Земли подходит множество сейсмических лучей продольных волн, то образуется сложная интерференционная картина наложения различных упругих колебаний. Эти колебания вызывают сдвигание грунтов, что и проявляется в виде землетрясений.

РЕГИСТРАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН производится в автоматическом режиме с помощью **сейсмографов**. Эти приборы позволяют получать так называемые **сейсмограммы**, которые характеризуют изменение амплитуд сейсмических колебаний и их частоты во времени. В последних системах аппаратуры, регистрирующей землетрясения, используются лазерные устройства с цифровой записью информации на магнитных дисках. Это позволяет применять последующую компьютерную обработку информации.

ГЛУБИНА ОЧАГА землетрясения устанавливается путем сравнения показателей нескольких сейсмографов. Очаги землетрясений могут возникать на разных глубинах, начиная с нескольких километров. Боль-

шинство их находится на глубинах, не превышающих 50-60 км. Помимо таких есть так называемые **глубокофокусные** землетрясения, очаги которых формируются на глубинах 300-700 км.

СИЛА И ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. Это основные параметры, характеризующие землетрясения.

СИЛА (ИНТЕНСИВНОСТЬ) ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ – это внешний эффект его проявления на поверхности Земли, то есть масштаб и виды разрушений, а также количество жертв, которое оно вызвало. Сила землетрясения определяется в основном двумя параметрами – количеством кинетической энергии, выделившейся в очаге и глубиной, на которой очаг располагается. Оценка этих величин является главной задачей при изучении землетрясений.

ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ выражается в эргах или джоулях. Об огромной величине этой энергии свидетельствует то, что по расчетам одно значительное землетрясение в тысячи раз превосходит по мощности взрыв атомной бомбы среднего калибра. Энергия землетрясений рассчитывается с помощью специальных формул, в которых учитываются скорости сейсмических волн, показания сейсмографов и данные о плотности пород земной коры.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СИЛЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ производится различными способами. Чаще всего используется **12-ти балльная шкала** силы землетрясений и **шкала Рихтера**.

12-ти балльная шкала разработана на начальном этапе изучения сейсмических явлений. Землетрясение в 1 балл не ощущается человеком. Оно регистрируется только приборами. Землетрясение в 12 баллов характеризуется как катастрофическое. Оно сопровождается повсеместным разрушением строений, конструкций и массовой гибелью людей. При этом также происходит изменение рельефа местности, в горах возникают обвалы, оползни, изменяется положение речных русел.

Необходимо отметить, что оценка силы землетрясений по 12-ти балльной шкале весьма субъективна. Она основана на масштабах разрушений, которые в свою очередь во многом зависят от конструктивных особенностей сооружений, их прочности, возраста, а также от состава, строения земной коры и других факторов. Таким образом, показатель силы землетрясения в баллах не дает полного представления о действительной силе (энергетике) глубинного процесса.

Шкала Рихтера позволяет произвести более объективную оценку силы землетрясений. Она разработана американским сейсмологом Ч. Рихтером в 1935 году. Эта шкала называется шкалой **магнитуд землетрясений**. Магнитуды (М) рассчитываются на основе данных сейсмографов по максимальной амплитуде смещения частиц грунта на условном расстоянии 100 км от эпицентра.

В реальных условиях М изменяется от 0 при слабых землетрясениях до 8,9 и немногим более при катастрофических.

Величина магнитуды отражает не только интенсивность землетрясения на поверхности. В обобщенном виде она также характеризует и количество энергии, выделившейся в его очаге. Шкала Рихтера – экспоненциальная, она охватывает широкий диапазон магнитуд. Например, энергия землетрясения с магнитудой 4,0 больше энергии землетрясения с магнитудой 3,0, приблизительно в 30 раз, и так далее. На поверхности ощутить можно лишь землетрясение с магнитудой более 2,5. Толчок с магнитудой 4,5 может вызвать небольшие разрушения, а с магнитудой 6,0 причинить значительный ущерб.

Зависимость показаний силы землетрясения по шкале Рихтера и по 12-ти бальной шкале может быть выражена уравнением:

$$M = 1,3 + 0,6 B;$$

где M – магнитуда, B – бальность землетрясения.

ЦУНАМИ И ЕГО ПРИРОДА. Цунами (япон. – большая волна) – это особое природное явление, вызывающее большие разрушения на берегах морей и океанов. Оно может возникнуть в случае, когда гипоцентр землетрясения располагается под дном океана или моря и все резкие перемещения блоков земной коры передаются водной среде.

Началом формирования цунами является подъем или опускание дна океана в эпицентре землетрясения. Вызванное этим перемещение толщи воды составляет обычно не более одного метра. Однако площадь, на которой это происходит, измеряется десятками тысяч квадратных километров. Поэтому с учетом глубины океана объем одновременно поднятой или опущенной воды исчисляется многими десятками кубических километров. Выведенная из равновесного состояния такая огромная масса воды совершает собственные затухающие вертикальные колебания, которые мгновенно распространяются во всей ее толще со скоростью 400 – 800 км/ч.

Скорость распространения таких колебаний (**волн давления**) зависит от глубины океана: $V_{ц} = \sqrt{gH}$,

где g - ускорение силы тяжести, H – глубина океана. Например, при глубине океана 4 км $V_{ц} = \sqrt{980 * 4 * 10^5} \approx 700$ км/ч.

На поверхности океана такие колебания проявляются в виде низких (0,5 – 1 м) и очень длинных (широких) волн, у которых расстояние между соседними гребнями составляет 100 – 200 км. Ощутить такие волны в открытом океане невозможно.

У берегов волны давления входят в суженное водное пространство, и скорость их резко падает. Это вызывает подъем уровня воды и образование широкого (многие десятки километров) водного вала. У берегов скорость надвигающегося вала уменьшается, высота его увеличивается, и он разделяется на несколько огромных волн цунами. Волны и общий подъем уровня воды вызывают затопление прибрежной суши, распространяющееся вглубь местами на многие километры.

Высота волн цунами в каждом отдельном районе зависит от рельефа морского дна и шельфа, конфигурации береговой линии, а также расстояния до эпицентра землетрясения.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ БОЛЬШОЙ СИЛЫ нередко происходили в истории человечества. По оценкам сейсмологов за последние 4 тыс. лет жертвами землетрясений стали не менее 13 млн. человек. Данные по некоторым землетрясениям приведены в таблице 6.1.

Таблица 6.1

Некоторые из наиболее разрушительных землетрясений, произошедших за последние сто лет

Год	Место проявления	Магнитуда	Основные последствия
1897	Ассам (Индия)	8,7	Область разрушений составила 390 тыс. км ² , ощущалось на площади 2 млн. км ²
1923	Токио (Япония)	8,1	254 тыс. домов разрушено или повреждено; гигантский пожар; 140 тыс. погибших
1970	Чимботе (Перу)	7,8	Грязе-каменная лавина погребла два города; погибли 17 тыс. человек
1976	Тянь-Шань (Китай)	8,2	Разрушен город с населением 1 млн. и ближайшие поселки; погибли 650 тыс., ранено 700 тыс. человек
2004 декабрь	Юго-Восточная Азия, Индийский океан	9,1	Волны цунами обрушились на берега Индонезии, Индии, Цейлона; погибло более 300 тыс. человек

Для более полного представления о характере проявления сильных землетрясений обратимся к описанию одного из них, произошедшего в заливе Принс-Вильям на Аляске. Оно началось внезапно 27 марта 1964 года силой 8.5 по шкале Рихтера.

Начальные колебания продолжались 3-5 минут. Земля раскачивалась как волны на море, мощные улицы коробились, открылись зияющие трещины в земле. Огромные оползни и просадки грунта привели к опустошению всей площади. Образовалось месиво зияющих трещин, наклонных отрезков улиц и развалившихся домов. Разрушение водопровода, газопровода, канализации, линий электропередач было практически полным. Волны цунами, возникшие в заливе уничтожили портовое хозяйство вдоль всего побережья. Эти волны, пройдя через Тихий океан, достигли Гавайских островов, Японии, Антарктиды и нанесли большие повреждения в Калифорнии. Общий ущерб от этого землетрясения превысил \$ 300 млн.

Очаг начального землетрясения располагался на глубине 20-50 км у залива Принс-Вильям. За первым толчком в течение суток последовало 28 повторных (афтершоков), 10 из которых были разрушительными. Десятки тысяч других афтершоков были отмечены в последующий двухмесячный период. Слабые колебания продолжались полтора года. Они исходили из разрыва, протягивающегося на 730 км с северо-востока на юго-запад до острова Кадьяк. Этот разрыв был главной причиной землетрясения. Он наклонен под континент и прослеживается вглубь коры на 100-200 км. Океаническая земная кора вдоль разрыва продвинулась под континентальную кору на 8 метров.

Землетрясение сопровождалось изменениями высотных отметок. Полоса суши площадью около 80 тыс. км² испытала поднятие, а район площадью около 100 тыс. км², расположенный к северо-западу от поднявшейся территории, опустился в среднем на один метр. Максимальное поднятие морского дна составило 16 метров. Этот подъем дна и вызвал образование цунами.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ЧАСТОТА И ПРОГНОЗ СОВРЕМЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ. Эти особенности землетрясений отражают их сущность. Они также помогают понять механизм формирования литосферы, о котором речь будет идти в заключительной части учебного пособия.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ на Земле в настоящее время установлено с большой точностью (рис. 3.22). На рисунке видно, что наибольшее количество эпицентров располагается в периферийных зонах Тихого океана (Тихоокеаническое кольцо). Здесь на западе землетрясения приурочены к островным дугам – Алеутской, Курильской и др. На востоке океана сейсмической является вся прибрежная зона Северной и Южной Америки, а также полоса вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия. В Атлантическом и Индийском океанах очаги землетрясений располагаются в пределах срединных океанических хребтов. Много землетрясений происходит вдоль Восточно-Африканской рифтовой зоны, а также в полосе, протянувшейся от Гибралтара на западе до островов Индонезии на востоке через районы Пиреней, Апеннин, Балкан, Крыма, Кавказа, Малой Азии, Копетдага, Тянь-Шаня, Памира и Гималаев.

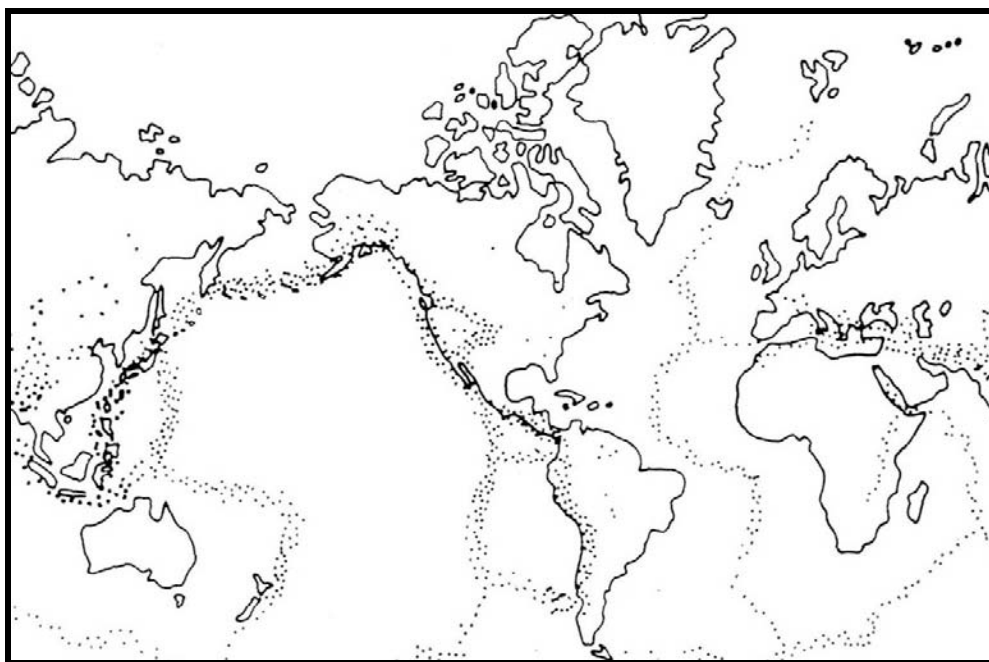


Рис. 3. 22. Распределение эпицентров современных землетрясений на земном шаре

Естественно, что очаги землетрясений приурочены к зонам высокой современной тектонической активизации, в которых накапливаются механические напряжения между отдельными частями или блоками литосферы.

ЧАСТОТА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ определяется их количеством, отмеченным в течение года. Это количество в течение всего периода наблюдений практически остается неизменным и составляет около одного миллиона. Большинство землетрясений являются слабыми и фиксируются только сейсмостанциями. Люди их не ощущают. В среднем на Земле за год происходит 1 – 2 катастрофических землетрясения; 10 – 15 с магнитудой в среднем 8,6; 50 – 100 с магнитудой 6,3; 300 – 500 с магнитудой около 5,5.

Если в течение года отмечается около одного миллиона землетрясений, то в течение суток их происходит около 3000. Это говорит о том, что тектонические движения на Земле происходят непрерывно и повсеместно.

ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ должен содержать информацию о **месте, силе и времени** начала землетрясения.

Прогноз места и силы землетрясений осуществляется на основе **карт сейсмического районирования**. Такие карты составляются по результатам анализа сейсмического режима той или иной территории за длительный период с учетом особенностей ее геологического строения и развития. В Украине по существующей карте сейсмического районирования в Карпатском регионе и южном Крыму возможны землетрясения силой в 5,5–6,0 баллов по шкале Рихтера.

Сейсмическое районирование в настоящее время является единственным эффективным методом прогноза землетрясений. Данные этого прогноза учитываются при проектировании и строительстве городов и различных инженерных сооружений. Обеспечение сейсмостойкости объектов – обязательное требование при строительстве в сейсмоопасных районах.

Прогноз времени возникновения будущего землетрясения определить пока не удается. Хотя некоторые шаги в этом направлении предпринимаются. Дело в том, что накопление энергии в горных породах происходит на протяжении длительного периода и когда наступит момент разрядки напряжений, определить трудно. Между тем замечено, что перед землетрясением часто происходят изменения в магнитном поле Земли, электрическом потенциале атмосферы, гидрохимических показателях подземных вод, поведении животных. Уже разработаны некоторые методы относительно краткосрочного предсказания землетрясений: геохимические – по газовой-химическим аномалиям в подземных водах; геофизические – по изменениям электрических свойств горных пород, силы тяжести, скорости сейсмических волн; геодинамические – по наблюдениям за изменениями уровня дневной поверхности.

Контрольные вопросы

1. Какие типы тектонических движений принято выделять и какова их сущность?
2. Назовите методы изучения древних вертикальных движений.
3. Что является основой для изучения неотектонических и новейших вертикальных движений?
4. Каковы методы изучения современных вертикальных движений?
5. Как изучаются горизонтальные тектонические движения?
6. Каковы типы и виды деформаций твердых тел?
7. Объясните понятие "нарушенное залегание пород"? Каким оно может быть?
8. Как называются показатели, по которым устанавливается наклонное залегание слоев, и как они определяются?
9. Объясните понятие "несогласное залегание пород". Каким оно бывает?
10. Каковы типы складок по условиям их образования?
11. Нарисуйте антиклинальную складку и обозначьте все ее морфологические элементы.
12. Нарисуйте в разрезе основные морфологические виды складок.
13. Как классифицируются разрывные нарушения?
14. Какова классификация трещин по их происхождению?
15. Назовите основные виды разрывных нарушений со смещением.
16. Нарисуйте сброс в разрезе и обозначьте его элементы.
17. Каким образом измеряется сила землетрясений?
18. Каковы особенности распределения землетрясений на Земле?

Глава 7. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Магматизм – это процессы образования, перемещения магмы и превращения ее в магматические горные породы.

Разные по форме и размерам **магматические очаги** образуются лишь в определенных участках верхней мантии и земной коры – там, где возникают физико-химические условия для плавления горных пород. Выделяют две основные формы проявления магматизма – глубинную и поверхностную. Соответственно они называются:

- **интрузивный магматизм** (плутонизм), включающий процессы, происходящие в недрах Земли (лат. *интрузио* - проникать, внедрять; греч. *Плутон* – бог подземного мира);
- **эффузивный магматизм** (вулканизм), возникающий при извержении магмы на поверхность земной коры (лат. *эффузио* – излияние; Вулкан – бог огня).

В условиях поверхности Земли из магмы особенно бурно выделяются содержащиеся в ней газообразные вещества, она становится более вязкой и превращается в **лаву**. Сам процесс извержения лавы протекает по-разному. В одних условиях из разломов в земной коре происходит спокойное излияние и растекание жидкой лавы, а в других случаях она выдавливается из жерла вулкана в виде густой тестообразной массы. Нередко извержение осуществляется в форме взрывов с образованием рыхлых лавовых продук-

тов – пепла, песка и более крупных обломков. Соответственно существуют такие понятия как собственно **эффузивный, экструзивный** (лат. *экструзио* - выдавливание) и **эксплозивный** (лат. *эксплозио* - взрыв) **вулканизм**.

Возникновение того или иного вида вулканизма зависит от вязкости (текучести) магмы. Жидкие, с пониженной вязкостью магмы, изливаются спокойно, а вязкие закупоривают жерло вулкана, препятствуют выходу газов и создают этим условия для взрывов.

В свою очередь степень вязкости магмы обусловлена ее химическим составом и температурой, то есть глубиной, на которой она сформировалась и минеральным составом пород, из которых выплавилась. В связи с этим выделяют различные по происхождению и химическому составу **типы магм**. Интенсивность и распространение магматических процессов с течением геологического времени снижается. Однако об исключительной роли магматизма свидетельствует сам факт существования Земной коры. Ее осадочные и метаморфические породы также образовались из магматических пород либо в результате их разрушения на поверхности земной коры, либо за счет метаморфических преобразований в ее глубинах.

Изучение магматических пород позволяет выяснить условия возникновения различных форм магматизма и закономерности образования многих видов полезных ископаемых, связанных с ним.

Изучению магматических процессов должно предшествовать повторение материала главы 4, относящейся к магматическим горным породам.

Содержание главы

Магмы, их состав и свойства

Общие сведения о магмах

Понятие о первичных магмах

Понятие о дифференциации магм.

Интрузивный (глубинный) магматизм

Условия образования магматических очагов

Типы и виды интрузий

Процессы в интрузиях

Эффузивный магматизм (вулканизм)

Продукты вулканической деятельности

Типы строения вулканов и их извержений

Поствулканические явления

Роль магматизма в образовании земной коры

Современный магматизм и его причины

Ранние формы магматизма на Земле

Полезные ископаемые магматического происхождения

МАГМЫ, ИХ СОСТАВ И СВОЙСТВА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МАГМАХ. Свойства магм следует рассматривать с химической и физической точек зрения.

С ХИМИЧЕСКОЙ ТОЧКИ ЗРЕНИЯ магма представляет силикатный расплав, состоящий на 90-97 % из главных породообразующих (петрогенных) окислов – SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , а также растворенных в расплаве летучих газообразных веществ (флюидов) – H_2O , CO_2 , H_2 , Cl , F и др.

В зависимости от содержания основного компонента – SiO_2 – различают магмы **ультраосновные** (< 45 % SiO_2), **основные** (45-52 %), **средние** (53- 65 %), **кислые** (66-75%), **ультраосновные** (> 75%), а также **щелочные** – с повышенным содержанием Na_2O и K_2O .

С ФИЗИЧЕСКОЙ ТОЧКИ ЗРЕНИЯ магма представляет собой трехкомпонентную равновесную систему, состоящую из смеси трех фаз – жидкой (расплава), газообразной (флюидов) и твердой (минералов в виде мелких кристаллов). Количество тепловой энергии, содержащейся в магме, пропорциональна ее массе и температуре.

ГЛАВНАЯ ОСОБЕННОСТЬ МАГМ заключается в том, что после своего образования они претерпевают непрерывные изменения (эволюционируют). Эти изменения обусловлены тремя основными факторами:

- общим снижением температуры горных пород, в окружении которых магмы перемещаются в сторону поверхности;
- падением давления внутри магмы по мере ее удаления от очага;
- частичным расплавлением окружающих магму пород и обменными химическими реакциями между магмами и породами;

Снижение температуры магмы вызывает ее кристаллизацию. При этом первыми образуются наиболее тугоплавкие минералы – оливин и пироксены. За ними выделяются другие минералы в такой последовательности: амфиболы (роговая обманка), слюды, основные, а затем и кислые полевые шпаты, кварц.

Падение давления в магме вызывает выделение из нее флюидов. В первую очередь удаляются пары воды, углекислота и водород. Это повышает температуру кристаллизации минералов и приводит к активизации процессов минералообразования. Кристаллы минералов переполняют магматический расплав, и вязкость его увеличивается.

Плавление вмещающих горных пород приводит к изменениям химического состава магмы. Характер этих изменений зависит от состава пород, скорости движения и мощности потока магмы, а также ее температуры. При этом, в первую очередь из пород выплавляется кварц и полевые шпаты, так как они отличаются самой низкой температурой плавления. В результате магма становится более кислой.

Обменные химические реакции между магмой и вмещающими ее породами осуществляются в зоне контакта между ними. Ширина этой зоны зависит от состава магмы, пород и температурных условий. Под

влиянием обменных процессов в окружающих породах происходит новое минералообразование и они превращаются в метаморфические породы.

В результате изменений, вызванных комплексным воздействием приведенных факторов, возникает большое разнообразие магм, а, следовательно, и горных пород, образующихся из них. Кроме того, как мы увидим далее, отмеченные особенности процессов кристаллизации являются причиной разделения (дифференциации) изначально однородной магмы на ультраосновную, кислую и другие ее разновидности.

Приведенные данные являются лишь общей схемой. Для более детального рассмотрения процессов магматизма необходимо иметь представление о составе и физических свойствах **первичных**, неизмененных магм.

ПОНЯТИЕ О ПЕРВИЧНЫХ МАГМАХ. Под первичной понимается магма из первородного магматического очага, а не из какого-либо промежуточного. Ее состав и температура определяются типом горных пород, из которых она образовалась и глубиной, на которой происходило формирование магматического очага. Отсюда следует, что магма, образованная из пород верхней мантии или нижнего (базальтового) слоя земной коры, должна отличаться от магмы возникшей из среднего (гранитного) ее слоя. Действительно, существует понятие о первичных **базальтовых** и **гранитных** магмах. Из базальтовых, как известно, образуются темные породы основного состава (габбро, базальты), а из гранитных – светлые кислого состава (граниты, липариты). Однако большинство исследователей считает, что действительно первичные – это только базальтовые магмы, а гранитные являются одним из продуктов их дифференциации. Основанием для такого заключения послужило то, что в ряде мест одни и те же вулканы периодически извергают магмы разного состава, а в глубинных (интрузивных) массивах нередко отмечаются постепенные переходы между породами основного и кислого состава.

ПОНЯТИЕ О ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМ. Разделение базальтовой (основной) магмы на ультраосновную и кислую может происходить во время длительного пребывания ее в относительно спокойном состоянии. Физический смысл процесса дифференциации магмы заключается в следующем. Верхняя часть магматического расплава остывает быстрее, чем нижняя, расположенная в зоне более высоких температур и поэтому процессы кристаллизации магмы вначале протекают только в верхней ее части. Первыми, как известно, образуются кристаллы оливина и пироксенов. Но они, в силу высокой их плотности (удельного веса), сразу же начинают тонуть в общем расплаве пока вновь не расплавятся на более горячих уровнях. В результате нижняя часть магматического тела будет обогащена окислами тяжелых металлов – железа и магния – а верхняя – кремнем в форме SiO_2 . Соответственно все магматическое тело по содержанию SiO_2 разделится на разные по химическому составу

магмы – от ультраосновной до ультракислой. Законченность процесса разделения зависит от его продолжительности. Такое естественное разделение первичной базальтовой магмы называется **кристаллизационной дифференциацией**.

Существует также представление о том, что магма может разделяться на несмешивающиеся слои, отличающиеся по их удельному весу, а, следовательно, и составу. Такой процесс называется **ликвацией**.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Интрузивный (глубинный) магматизм осуществляется ниже дневной поверхности и представляет сложный комплекс процессов, связанных с образованием магматических очагов, перемещением магмы в литосфере, изменениями ее состава, а также с превращениями в твердые **интрузивные магматические тела (интрузии, интрузивы)**.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ. Плавление породы и образование из нее магмы возможно при определенном сочетании температурных условий, давления и состава пород. Даже самые тугоплавкие ультраосновные породы в мантии при температуре в тысячи градусов остаются твердыми, так как существующее там давление не дает им расплавиться. Плавиться они начнут, если давление снизится.

Магма может образоваться и на меньших глубинах, при более низких температурах, если породы состоят из легкоплавких минералов. Таковыми являются кислые магматические породы и осадочно-метаморфические.

Изучение современного и древнего магматизма позволяет принять представленную выше схему образования двух типов магматических очагов – **глубинных** с базальтовой магмой и **полуглубинных** с гранитоидной.

ГЛУБИННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ формируются в верхнемантийной части литосферы и возможно в нижней части базальтового слоя земной коры, где температура составляет 1000-1500°. Плавление пород здесь может происходить в тех местах, где резко снижается давление. Такие участки возникают при растяжении литосферы, которое всегда имеет место в геосинклинальных и иных ее прогибах. Очаги образуются в наиболее разуплотненных местах, приуроченных к зонам глубинных разломов. Магмы по этим же зонам отжимаются вверх.

ПОЛУГЛУБИННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ особенно широкое распространение имели в предшествующие геологические эпохи, когда формировались огромные гранитные массивы в земной коре. Эти массивы явились результатом частичного или полного плавления осадочно-метаморфических комплексов пород, погружающихся в геосинклинальных прогибах. В современных условиях подобные процессы происходят под островными дугами в океанах, там где океаническая кора

погружается под континентальную. Плавление пород объясняется тем, что в их составе преобладают легкоплавкие кварц и полевые шпаты, а также тем, что породы эти содержат большое количество воды. При высокой температуре из воды или при ее участии образуется большое количество флюидов, понижающих температуру плавления пород. В результате образуются кислые и средние магмы с температурой 600-800°C.

ПРИЧИНЫ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ МАГМЫ В ЛИТОСФЕРЕ от очагов в сторону поверхности вполне объяснимы. Магма по сравнению с породами, из которых она образовалась, занимает больший объем. Поэтому в магматическом очаге возникает высокое внутреннее давление. Кроме того, жидкая магма в большей мере испытывает на себе давление, которое создается всей вышележащей толщей. В результате магма как из тюбика отжимается за пределы очага и устремляется вверх. При этом давление в магме, как и в любой разветвленной гидравлической системе, по мере удаления от очага снижается.

ТИПЫ И ВИДЫ ИНТРУЗИЙ. Перемещение магмы может осуществляться только по ослабленным, разуплотненным местам в литосфере. Таковыми являются:

- глубинные разломы и особенно вытянутые зоны их пересечений;
- разрывные тектонические нарушения и трещиноватые породы;
- места перегибов складчатых структур;
- контакты между породами;
- легкоплавкие породы.

Магма под огромным давлением нагнетается в эти разнообразные по форме и размерам пространства и, остывая, превращается в **интрузии**.

Среди них принято выделять два типа – **согласные** и **несогласные интрузии**. Границы согласных параллельны контурам пород, среди которых они залегают, а несогласные (секущие) интрузии пересекают вмещающие породы под разными углами.

СОГЛАСНЫЕ ИНТРУЗИИ – это силлы, лакколиты, лополиты, факолиты (рис. 3.23)

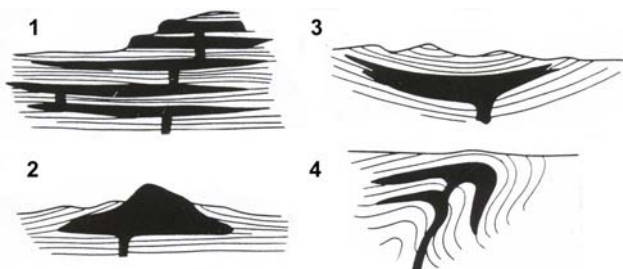


Рис. 3.23. Согласные интрузивные тела (интрузии):

1 – силлы, 2 – лакколит,
3 – лополит, 4 – факолиты

Силлы или пластовые интрузии – это плоские линзовидные интрузии, залегающие между слоями осадочных пород. Мощность их колеблется от сантиметров до сотен метров. Образуются силлы путем нагнетания жидкой базальтовой магмы между слоями осадочных пород. При этом происходит поднятие слоев. Естественно, что процесс этот

может осуществляться только на относительно небольших глубинах – в условиях, когда давление в магме превышает литостатическое.

Лакколиты имеют грибообразную форму. Это свидетельствует о том, что внедрение магмы и поднятие пород также происходило на относительно небольших глубинах. При этом у лакколитов согласное залегание обычно устанавливается только для верхних их частей. Нижние их части представляют собой **диапирсы**, прорывающие породы. Типичным лакколитом является гора Аю-Даг в Крыму вблизи Гурзуфа.

Лополиты – чашеобразные интрузии, залегающие в синклинальных структурах. Мощность интрузий может достигать сотен метров, а размеры их в плане – десятков километров. Лополиты сложены породами основного состава.

Факолиты – линзообразные тела разного размера, приурочены к сводовым частям антиклинальных структур и повторяющие их контуры.

НЕСОГЛАСНЫЕ ИНТРУЗИИ – батолиты, штоки, некки, дайки, магматические жилы (рис. 3.24).

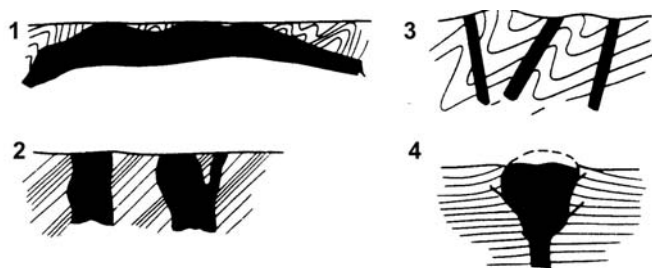


Рис. 3.24. Несогласные интрузивные тела:

1 – батолит, 2 – штоки, 3 – дайки, 4 – магматический диапир

Батолиты – изометричные, но чаще вытянутые гранитные массивы с площадью распространения более 100 км². Длина их достигает 1000 и более километров при ширине до 100 км и вертикальной мощности до нескольких километров.

Дискуссионной является **проблема образования батолитов**. В последнее время преобладает мнение, согласно которому огромные гранитные массивы возникли не за счет поступления гранитной магмы из глубинных очагов, а в основном вследствие частичного или полного расплавления осадочно-метаморфических комплексов пород, формирующихся в геосинклинальных прогибах. Подтверждением является относительно небольшая мощность батолитов и отсутствие у них каналов, подводящих магму. Важным является то, что внутренняя структура массивов нередко сохраняет черты строения толщ пород, которые подверглись замещению гранитной магмой. Этот процесс называется **гранитизацией**.

Штоки – широко распространенные столбообразные, изометрические в плане интрузии, занимающие площадь менее 100 км². Сложены они могут быть разными магматическими породами.

Некки (англ. *neck* - шея). – трубообразные субвертикальные интрузии, представляющие собой жерла вулканов, по которым поступала магма из глубин

Дайки (шотланд. *дайт* - стена) – вертикальные или слабонаклоненные плитообразные тела, протяженность которых во много раз превышает ширину. Длина даек от десятков метров до сотен километров, а ширина от десятков сантиметров до нескольких километров. Дайки – это заполненные магмой зияющие разрывы в земной коре, возникающие в местах ее растяжения. Естественно, что такие разрывы могут возникнуть в основном на небольших (до нескольких километров) глубинах и заполняться легкоподвижными магмами основного состава.

Магматические жилы – тела, имеющие неправильную, ветвистую форму и размеры намного меньшие по сравнению с дайками. Форма тел соответствует тем трещинам в породах, куда внедряется магматический расплав.

ПРОЦЕССЫ, СВЯЗАННЫЕ С ИНТРУЗИЯМИ. Эти процессы условно можно разделить на внешние и внутренние. Внешние – это взаимодействия магмы с вмещающими породами, а внутренние – происходящие в основном внутри интрузий.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕЖДУ МАГМОЙ И ПОРОДАМИ можно представить как механические, тепловые и химические.

Механические воздействия внедряющихся под давлением магм нередко приводит не только к раздвижению и поднятию вышележащих пород, но и к смятию их в мелкие складки

Тепловое воздействие, его интенсивность и результаты зависят от состава самих пород и температуры магмы. Легкоплавкие, преимущественно кварц-полевошпатовые породы могут плавиться и смешиваться с магмой. Этот процесс называется **ассимиляцией** (поглощением) пород магмой. В результате возникают так называемые **гибридные магмы** и породы. Из глинистых пород под действием тепла может образовываться природная керамика – роговик, а из известняка мрамор.

Химическое взаимодействие определяется составом пород и магм, а также их температурой и проницаемостью. Между остывающей магмой и породами происходят обменные химические реакции (**метасоматические процессы**): вначале преимущественно за счет миграции газообразных флюидов (**пневматолитовые процессы**), а затем при активном участии горячих высокоминерализованных водных растворов, образующихся вблизи интрузии (**гидротермальные процессы**).

Комплексное воздействие магмы на породы и пород на магму приводит к их перекристаллизации и образованию новых (метаморфических) минералов. В результате контакт между магмой и породами может стать не резким, а постепенным. Ширина контактной зоны бывает разной – от сантиметров до многих десятков и даже сотен метров. Все определяется размерами интрузии, температурой и составом магмы, типом и проницаемостью вмещающих пород. Часть контактной зоны, со-

стоящая из измененной магмы, называется **эндоконтактом интрузии**, а состоящая из измененных пород – ее **экзоконтактом** (рис. 3.25).

ПРОЦЕССЫ ВНУТРИ ИНТРУЗИЙ не менее сложные. Здесь, в результате постепенного охлаждения магмы происходит ее кристаллизация и дифференциация. При этом нередко после образования тугоплавких темноцветных минералов в расплаве остаются легкоплавкие окислы кремния, алюминия, калия и других металлов. Такой остаточный расплав в жидком состоянии может находиться длительное время. Поэтому из него постепенно в верхней части интрузии формируются полнокристаллические гигантозернистые светлые кислые и ультракислые по составу породы – **пегматиты**. Они состоят из кварца, кислых полевых шпатов, слюд и нередко содержат редкометальное и другое оруденение.

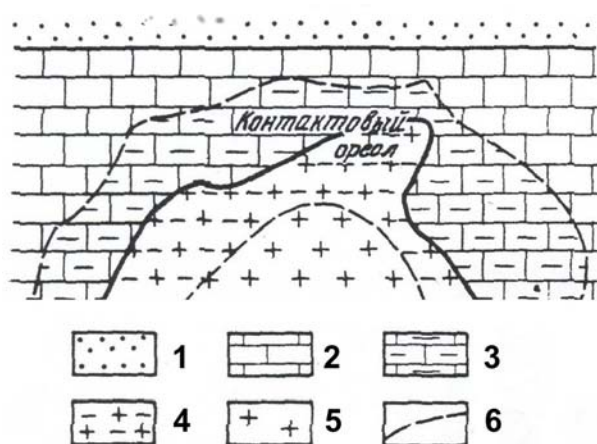


Рис. 3.25. Схема строения контактной зоны между осадочными породами и внедрившейся в них интрузией:

1, 2 – неизменные вмещающие осадочные породы, 3 – измененные (метаморфизованные) породы экзоконтактовой зоны, 4 – измененная (метаморфизованная) интрузивная порода из эндоконтактовой зоны, 5 – интрузия неизменная, 6 – граница контактового ореола

Пегматиты образуют также жилы и дайкообразные тела, расположенные как внутри интрузивов, так и во вмещающих породах. Объясняется это тем, что в процессе тектонических движений на пегматитовый расплав оказывалось давление и он нагнетался в прилегающие пустоты – разрывы и трещины. Там он быстро охлаждался и кристаллизовался. Поэтому в жилах пегматиты состоят из зерен меньших размеров.

После того как образовались пегматиты, в интрузии обычно остается еще небольшое количество расплава, имеющего ультракислый состав. Проникновение его в мелкие разрывы приводит к образованию светлых жильных пород – **аплитов**, состоящих из мелких зерен кварца и кислого полевого шпата.

Образование пегматитов и аплитов возможно только в глубинных (абиссальных) интрузиях, где базальтовая магма остывает медленно и более полно дифференцируется в процессе кристаллизации. Особенно много пегматитов и аплитов образуется при гранитизации осадочно-метаморфических комплексов пород.

ЭФФУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Эффузивный магматизм или вулканизм – это комплекс явлений, связанных с выходом магмы в виде лавы на поверхность земной коры и превращением ее в эффузивные магматические породы.

Вулканизм, как отмечалось ранее, может иметь форму истечения лавы (**эффузии**), выдавливания густой ее массы (**экструзии**) и взрыва (**эксплозии**).

Базальтовые более раскаленные, тяжелые и подвижные магмы дают эффузивный магматизм, а вязкие магмы среднего и кислого (гранитоидного) состава – преимущественно экструзивный и эксплозивный. Вязкость магм увеличивается по мере выхода из них газообразных флюидов. Удаление паров воды и углекислоты приводит к возникновению так называемых "сухих" магм и лав. При взрывных извержениях из таких лав образуется особенно большое количество вулканического пепла и других обломков.

Разные типы вулканизма приводят к образованию пород, которые отличаются по составу, строению и формам залегания. Из этих пород вокруг вулканических аппаратов постепенно образуются соответствующие по форме сооружения – вулканические постройки (конусы, щиты, покровы).

Особенностью вулканизма является то, что каждый вулкан характеризуется определенной продолжительностью своей активной жизни. Обычно она составляет от нескольких до 10000 и более лет. В течение такого периода вулкан считается **действующим**. Однако его деятельность в форме непосредственно извержений осуществляется лишь периодически в течение относительно коротких промежутков времени, измеряемых у разных вулканов соответственно минутами, часами, сутками. Промежутки между извержениями могут составлять многие годы, десятки и сотни лет. И это естественно, так как само извержение происходит лишь тогда, когда давление магмы и газов в вулканическом аппарате достигает критических значений. А такие условия возникают после того, как в очаге питающем вулкан, образуется достаточное количество новой магмы. Если этот процесс в силу геолого-тектонических причин прекращается, вулкан переходит в категорию **потухших**. О потухших вулканах и времени их активной деятельности узнают по их продуктам (эффузивным породам) и возрасту пород, среди которых они залегают в земной коре.

ПРОДУКТЫ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ. Эти продукты принято разделять на **собственно вулканические**, образующиеся в результате извержений и те, которые возникают после них благодаря так называемым **поствулканическим явлениям**.

Продукты извержения вулканов по их агрегатному состоянию разделяют на:

жидкие – лавы;

газообразные – флюиды, выделяющиеся из магмы и лавы;

твердые – эффузивные горные породы, образующиеся из лавы или ее обломков.

Лавы в условиях поверхности быстро превращаются в твердые горные породы, поэтому лавы и эффузивные породы следует рассматривать совместно.

ЛАВЫ, как и магмы, различаются по химическому составу (кислые, средние, основные) и физическим свойствам – плотности, цвету, температуре, степени вязкости, а также содержанию в них различных флюидов.

Кислые и средние лавы наиболее вязкие. Температура их 600-1100 °С. Эти относительно легкие, более светлые лавы, теряя флюиды, быстро остывают в жерле вулкана, препятствуя выходу из него газов. Поэтому в дальнейшем нарастающее давление газов приводит к их прорыву в форме взрывов. В атмосферу выбрасываются обломки лавовой "пробки", пород, слагающих жерло, и порции жидкой лавы. Распыляясь в воздухе, она превращается в обломки разного размера. Пылеватые частицы могут уноситься ветром на сотни и тысячи километров, а более крупные устилают склоны вулкана. Вслед за взрывами из жерла может изливаться и жидкая лава. Стекает она по промоинам на склонах вулкана и остывает в виде **лавовых потоков**, которые в зависимости от типа магмы могут состоять из липаритов, андезитов, дацитов, трахитов. Так происходит наращивание вулканических построек.

Обломочные вулканические продукты в зависимости от размеров частиц, из которых они состоят, называются:

- **вулканический пепел** (менее 1 мм);
- **вулканический песок** (1-10 мм);
- **лапилли** (лат. *лапиллус* - камешек) (10 – 30 мм);
- **вулканические бомбы** (оплавленные куски лавы) (более 30 – 50 мм).

Скопления рыхлых твердых продуктов постепенно уплотняются, цементируются и превращаются в вулканогенно-обломочные (**пирокластические**) породы – вулканические туфы и брекчии, туфо-брекчии.

Средние и кислые лавы могут относительно медленно выдавливаться из жерла вулкана и, отвердевая, превращаться в монолитные обелиски – **экструзивные** образования.

Основные (базальтовые) лавы наиболее раскаленные (1000 – 1500 °С), тяжелые, темные, текучие. Они обычно спокойно изливаются из вулканического аппарата и в зависимости от их количества могут растекаться на большие расстояния. Если местность ровная, образуются базальтовые **покровы**, а в иных условиях лава перемещается в виде **потоков** или заполняет понижения в рельефе.

Базальтовые магмы, изливающиеся в подводных условиях, образуют **подушечные** или **пиллоу-лавы**. Размер таких уплотненно-округлых образований достигает нескольких метров. На контакте с холодной водой у них образуется оторочка, сложенная стекловатой массой.

ГАЗООБРАЗНЫЕ ПРОДУКТЫ играют важную роль при вулканических извержениях. Изучение современных вулканов показало, что в состав их газовых выделений могут входить: H₂O (водяной пар), CO₂, CO, N₂, SO₂, S, H₂, NH₃, HCl, Ar и другие. Всегда преобладают H₂O и CO₂. Состав газов и их количество меняются даже в пределах одного вулкана, а также в течение периода его деятельности. В целом газовый фактор за-

висит от происхождения магмы и характера тех изменений, которые она претерпевает на пути к поверхности.

Во время извержений огромные столбы пара превращаются в кучевые облака. Выпадающие дождевые воды смешиваются с пеплом и другими твердыми вулканическими продуктами. Стекающие со склонов грязевые потоки могут переносить вулканический материал на большие расстояния. Скопление и цементация этого материала приводит к образованию вулканогенно-осадочных пород – **туффитов, туффогенных песчаников** и др.

ТИПЫ СТРОЕНИЯ ВУЛКАНОВ И ИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ. Строение вулкана – это конструкция аппарата, через который осуществляется выход магмы, а также форма и размер сооружений, образованных из твердых вулканических продуктов. Под **типом извержения** понимается определенный характер этого процесса, который устанавливается для целой группы вулканов и выполняет роль классификационного признака.

СТРОЕНИЕ ВУЛКАНОВ зависит от типа магмы и общих геолого-тектонических условий проявления магматизма. Выделяют два основных типа вулканов – **линейный и центральный** (рис. 3.26).

Линейные вулканы – это вулканы с аппаратами трещинного типа. Магма к ним поступает по глубинным разломам в литосфере и изливается из трещин. Магма чаще всего базальтовая, жидкая, способная проникать через узкие трещины. На поверхности она растекается, образуя **покровы** и очень пологие возвышения – **лавовые поля**. Если магма среднего состава или кислая, то образуются соответственно **экструзивные валы** и **эксплозивные рвы**, со дна которых взрывами выбрасывается лава.

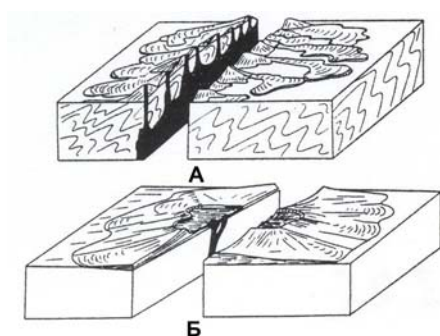


Рис. 3.26. Вулканы трещинного (А) и щитового центрального (Б) типов

Вулканы центрального типа имеют один подводящий магму трубообразный канал – **жерло**. Расширение в верхней его части называется **кратером**.

Форма вулканических построек зависит от характера извержений. Базальтовые лавы создают плоские **щитовые вулканы**, а средние и кислые – постройки в виде конусовидных гор (**конусов**) высотой до 5 километров, а также в форме **экструзивных куполов** и **обелисков**.

Вулканы центрального типа могут состоять либо из одних лавовых продуктов, либо из пирокластических – шлаков, туфов и др. Если вулканы периодически извергают то одни, то другие продукты, возникает слоистая постройка, называемая **стратовулканом** (рис. 3.27).

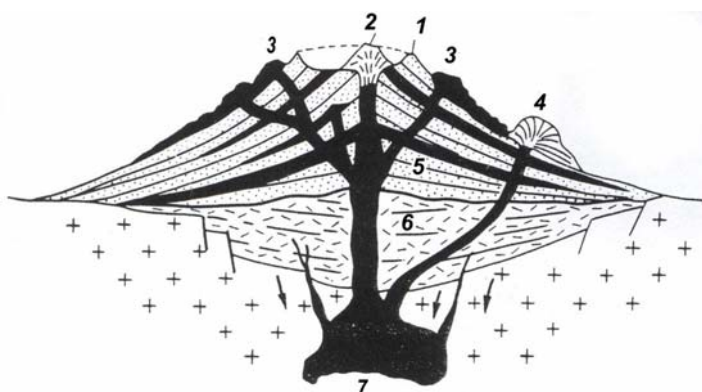


Рис. 3.27. Схема строения стратовулкана:

1 – кальдера на вершине, 2 – вершинный конус, 3 – побочные лавовые вулканы, 4 – экструзивный конус на склоне, 5 – основной конус вулкана с чередованием лавовых потоков и туфовых покровов, 6 – более ранние кислые туфы в вулканотектонической впадине, 7 – периферический магматический очаг

Вулканические постройки могут разрушаться в результате мощных газовых взрывов. Возникающие при этом воронки на вершинах конусов называются **кальдерами**. Особо мощные взрывы создают воронки до 5-15 км в диаметре. Кальдеры могут иметь и не взрывное, а провальное происхождение в результате оттока базальтовой магмы из промежуточных, близповерхностных очагов и подводящих каналов.

Существуют и более крупные отрицательные формы в рельефе, созданные магматизмом. Они могут иметь различную конфигурацию, диаметр в десятки километров, глубину до 1-3 км и называются тектоно-вулканическими впадинами, депрессиями, грабенами. Такие впадины часто заполнены своеобразными кислыми эффузивными породами – **игнимбритами**, возникающими из лавовых и пирокластических вулканических продуктов. Образование впадин вызвано прогибанием отдельных участков вулканической зоны в связи с уменьшением объема магматического очага.

ТИПЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ. Они устанавливаются по совокупности главных признаков этих процессов и названы либо по местности, где они совершаются, либо по наиболее типичным представителям из семейства современных и древних вулканов. Выделенные типы по характеру извержений отнесены к трем основным категориям – **эффузивной** (лавовой), **эксплозивной** (газовой) и **смешанной**, в том числе **экструзивной**.

К ЭФФУЗИВНОЙ КАТЕГОРИИ ИЗВЕРЖЕНИЙ относятся исландский и гавайский типы вулканов, а также подводно-океанические извержения.

Исландский (трещинный тип) характеризует вулкан Лаки в Исландии. Излияние базальтовой лавы из трещины происходит в нем периодически и продолжается в течение десятков дней. Образуются лавовые покровы мощностью до 30 м, занимающие площадь в сотни километров.

Гавайский тип (Гавайские острова, Новая Зеландия, Исландия, Восточная Африка) отличается от предыдущего тем, что это вулканы

центрального типа. Формируются широкие, с пологими (7-10°) конусы. (щитовые вулканы), в центре которых широкое округлое жерло и тарелкообразный кратер.

Подводно-океанические извержения основной магмы происходят на дне океанов из разрывов в срединно-океанических хребтах, на стыках океанических плит, а иногда и в шельфовых зонах. В глубоких местах излияние лавы происходит относительно спокойно, так как давление газов сдерживается тяжестью воды. В ней же растворяется и выделяющийся газ. На дне образуются поля и потоки из подушечных лав, а также куполовидные структуры.

В области шельфа извержения по своему характеру сходны с континентальными. У таких вулканов на дне вначале образуется широкое основание (пьедестал) на котором со временем вырастает и надводный конус. Так образуются острова вулканического происхождения.

К ГАЗОВО-ВЗРЫВНОЙ (ЭКСПЛОЗИВНОЙ) КАТЕГОРИИ извержений относятся Кракатауский, Байдансайский типы вулканов, а также так называемые **трубки взрыва (Маарский тип)**.

Для Кракатауского типа (вулкан Кракатау, Индонезия, о. Ява, Малые Зондские о-ва) вулканов характерны колоссальной силы неоднократные взрывы газов, связанных с кислыми магмами. В результате образуются огромные многокилометровые кальдеры, а магма на поверхность практически не поднимается.

Байдансайский тип (вулкан Байдан-Сан, Япония, о. Суматра, Камчатка) также характеризуется взрывами газов. Однако газы здесь в основном образуются из воды, проникающей на глубину. Новых вулканических продуктов при этом практически не образуется.

Маарский тип (вулкан Пульфер, Германия, Южная Африка, Якутия) относится к **гомогенным** вулканам, деятельность которых представляет одноактный взрывной процесс. Характерной особенностью их строения является наличие плоских, тарелкообразных кратеров (мааров), ограниченных невысокими валами из вулканических шлаков и обломков пород, выброшенных из кратеров. Иногда в кратерах образуются озера. Ко дну кратера подходит вулканический канал или **трубка взрыва (диатрема)**, по которой газы прорывались на поверхность.

Форма трубок взрыва округлая, диаметром в десятки и сотни метров. После взрыва верхние части трубок на высоту в сотни метров заполняются продуктами извержения, а нижние – магмой преимущественно ультраосновного состава. Продукты извержения – это обломки лавы, содержащие кристаллы граната пироба, оливина, пироксенов, циркона, алмаза и других минералов. Со временем, в результате выветривания часть этих рыхлых продуктов превратилась в синеватые глины, сцементированные оставшуюся массу и превратившие ее в своеобразную брекчию – породу под названием **кимберлит** (гора Кимберли в Ю.Африке). Кимберлиты могут содержать до 0,00009 % алмазов.

К СМЕШАННОЙ КАТЕГОРИИ ИЗВЕРЖЕНИЙ относятся стромболианский, этно-везувийский, пелейский типы вулканов.

Стромболианский тип (вулкан Стромболи на Липарских островах в Средиземном море, Центральная Америка, Камчатка) характеризуется более вязкой основной магмой с температурой 1000 – 1100 °С. Изливающаяся лава застывает на склонах вулканов в виде коротких языков. Извержения повторяются через короткие промежутки времени (от нескольких минут до часа), сопровождаясь взрывами относительно небольшой силы.

Этно-везувийский тип (вулкан Этна в Средиземном море, Везувий в Италии, вулканы Камчатки) наиболее распространенный тип. Для этих вулканов характерны мощные газо-взрывные и лавовые извержения, длящиеся на протяжении нескольких дней, и возобновляющиеся через десятки лет. Формируются высокие конусы, взрывные и провальные кальдеры.

Пелейский тип (вулкан Мон-Пеле на о. Мартиника, Камчатка) вулканов отличается тем, что их извержения сопровождаются грохотом и землетрясением. Вначале в течение многих дней происходит выброс большого количества паров воды, пепла и газов. Тяжелое газо-пылевое облако не поднимается вверх, а опускается по склонам вулканического конуса. Во второй период извержения из жерла выдавливается купол или высокий обелиск из очень вязкой, быстро твердеющей лавы (экструзии).

ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ. Это различные формы выделений из кратера и трещин вулкана, которые происходят между основными извержениями или в период общего угасания его деятельности. Эти явления связаны с остыванием магматических очагов. От них сотни лет продолжают отделяться газы и нагреваются окружающие подземные воды. В результате продуктами поствулканических выделений могут быть:

- **вулканические газы;**
- **водяной пар и горячие водные источники;**
- **грязевые образования.**

Формы выделения этих продуктов различны и каждая из них имеет свое название. Со многими поствулканическими явлениями связано образование тех или иных новых отложений.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ГАЗЫ в виде струй выделяются из многочисленных трещин на склонах вулканов. Они имеют общее название – **фумаролы** (лат. фумо - дым). Различают фумаролы **высокотемпературные** (более 100 °С) и **холодные** (менее 100 °С).

Высокотемпературные фумаролы подразделяются на:

- **сухие** (до 500 °С), состоящие из хлористых соединений натрия и калия с примесью соединений марганца, меди, фтора;

- **кислые** (300 –400 °С), содержащие серную и хлористоводородную кислоты, а также пары воды;
- **щелочные** или аммиачные (100 °С) состоят из хлористого и углекислого аммония, сернистого водорода и паров воды;

Холодные фумаролы подразделяются на:

- сернистые или **сольфатары** (итал. *солфо* - сера);
- углекислые или **мофетты** (итал. *мофетта* – место зловонных испарений).

ВОДЯНОЙ ПАР И ГОРЯЧИЕ ВОДЫ выходят в местах, расположенных ближе к основанию вулканических построек и на некотором удалении от них. Проводниками для них являются трещины и пустоты в горных породах. Выделения могут происходить непрерывно или периодически, иногда строго через определенные интервалы времени.

Горячие источники или термы широко распространены. Их температура и состав меняются в широком диапазоне, даже в пределах ограниченных территорий. Это вызвано тем, что нагреву может подвергаться изначально разные по составу подземные воды, расположенные на разных уровнях по отношению к источнику тепла. Еще одной причиной является то, что много горячих вод образуется за счет паров, отделяющихся от магматического очага (ювенильные воды).

По составу воды могут быть натриево-хлоридными, кислыми сульфатно-хлоридными, кислыми сульфатными, натриево- и кальциевобикарбонатными и др. Нередко в водах содержатся радиоактивные вещества. Горячие воды откладывают окислы и сульфиды железа и других металлов, а также реагируют с вмещающими породами, превращая их в глинистые образования.

Периодически повторяющиеся выбросы горячей воды и пара называются **гейзерами**. По названию Великого Гейзера в Исландии, струя которого 220 лет назад била вверх через каждые 30 минут. Гейзеры распространены на Камчатке, в Индонезии, Японии, Северной Америке (Кордильеры). Температура воды в гейзерах составляет от 75 до 100 °С.

Тепловая (геотермальная) энергия горячих источников используется в некоторых странах. На природном перегретом паре работают или до недавнего времени работали небольшие электростанции в Италии, Исландии, США (Калифорния), Новой Зеландии, на Камчатке и в других местах.

ГРЯЗЕВЫЕ ПРОДУКТЫ образуются в результате прохождения грунтовых и ювенильных вод, насыщенных вулканическими газами, через рыхлые лавовые и пирокластические накопления. Газы временами прорываются наружу, а вслед за ними изливается и сама грязь. В результате возникают так называемые **грязевые вулканы**. Они располагаются на нижних склонах вулканов и прилегающих территориях. В местах выхода образуются грязевые конуса высотой до 1 –2 м, имитирующие по форме настоящие вулканические постройки.

РОЛЬ МАГМАТИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Источником материала для образования земной коры, а, следовательно, и всех ее горных пород, послужило вещество верхней мантии. Преобразование этого однородного вещества в минеральное разнообразие земной коры произошло благодаря различным, в том числе и экзогенным геологическим процессам. Однако эти процессы начали осуществляться только после того, как на Земле возникли первые магматические породы и стали формироваться ее внешние оболочки – атмосфера и гидросфера. В свою очередь образование первичных магматических пород и внешних оболочек стало возможным только в результате плавления мантийного вещества и разделения образующихся ультраосновных магм на составляющие – основные, средние, кислые магмы. В этом заключается основополагающая роль магматизма. С течением времени формы магматизма и его причины становились иными под влиянием перемен, происходящих на Земле. Общее остывание планеты приводило к тому, что количество и размеры магматических очагов сокращались, а глубина их формирования увеличивалась. Возрастала мощность земной коры и усложнялась ее структура. Замедлялась скорость осевого вращения планеты и менее интенсивными становились тектонические процессы. Все эти обстоятельства вызвали общее сокращение масштабов магматических процессов, изменили форму их проявления и локализацию. В этом можно убедиться, сравнивая современный магматизм и его ранние формы на Земле.

СОВРЕМЕННЫЙ МАГМАТИЗМ И ЕГО ПРИЧИНЫ. В настоящее время известно около 500 действующих вулканов. Приурочены они в основном к краевым частям континентов, островам и горным сооружениям. Особенности их географического размещения на планете являются важным фактором, по которому можно судить и о причинах современного магматизма. Это действительно так, потому что те или иные крупные географические объекты одновременно являются и геотектоническими структурами. Например, вдоль краевых частей континентов проходит линия раздела между плитами или корой материкового и океанического типа. Срединные океанические хребты располагаются на стыке смежных плит земной коры. Дугообразные архипелаги островов (Алеутских, Курильских, и т.д.) возникли в местах погружения океанических плит под континенты. Линейно-вытянутые пониженные участки на континентах – это рифтовые зоны, ограниченные глубинными разломами. С учетом этих особенностей выделяются пять основных **типов геотектонических областей**, в пределах которых располагаются современные вулканы.

ПЕРВЫЙ ТИП ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН – так называемые **зоны субдукций (Беньофа)**, вдоль которых тонкая океаническая кора погружается под континентальную. В этих зонах происходит взаимодействие литосферных плит и как следствие землетрясения и вулканизм. Самым

крупным регионом, где существуют такие условия, является побережье Тихого океана. Его называют "огненным" кольцом планеты. Здесь насчитывается около 370 действующих вулканов. Магма этих извержений преимущественно среднего состава. В зонах Беньюфа при участии вулканических процессов образуются вдольбереговые **островные дуги** (Алеутские, Курильские и другие острова) и **глубоководные впадины**.

ВТОРОЙ ТИП ВУЛКАНИЗМА – это извержения, происходящие во внутренних частях океанических плит. Например, четыре вулкана на островах Канарских и Зеленого мыса (Атлантический океан), Реюньон, Кергелен, Коморских (Индийский океан), Гавайских, Галопогосских (Тихий океан) и других. Магмы этих извержений преимущественно базальтовые.

ТРЕТИЙ ТИП ВУЛКАНИЗМА связан с рифтовыми зонами растяжения земной коры, расположенными в осевой части срединных океанических хребтов. Например, в Атлантическом океане это вулканы Исландии, остров Азорских и Тристан-да-Кунья, острова Ян-Майен. Магма извержений базальтовая.

ЧЕТВЕРТЫЙ ТИП ВУЛКАНИЗМА связан с континентальными рифтами в пределах Восточной, Центральной и Западной Африки (вулканы Килиманджаро, Нирагонто, Камерун и др.), извергающие высокощелочную магму среднего состава.

ПЯТЫЙ ТИП ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ располагается вдоль линии взаимодействия между основными плитами земной коры – Африканской и Индо-Австралийской с одной стороны и Евразийской с другой. Эта граница проходит вдоль Средиземного моря, через Малую Азию, Кавказ, Иран, Гималаи в Индонезию. В этом своеобразном поясе Земли сосредоточено около 120 действующих, затухающих и до конца еще не потухших вулканов. В бассейне Средиземного моря располагаются известные вулканы – Этна в Сицилии, вулканы Липарских островов, Везувий на Аппенинском полуострове и др. Магмы в этой зоне разнообразные по составу, щелочные.

ПРИЧИНЫ СОВРЕМЕННОГО МАГМАТИЗМА с позиции геотектоники представляются достаточно ясными, так как все вулканические явления связаны с тектонически активными, подвижными зонами на Земле. Таковыми, как мы видим, являются стыки плит земной коры, зоны субдукции, рифты срединных океанических хребтов и континентальные.

Во всех указанных геотектонических зонах создаются физические условия для возникновения магматических очагов. Напомним, что такие условия имеют место при растяжении земной коры и погружении осадочно-метаморфических комплексов пород во впадинах.

Следует отметить, что указанные причины и формы магматизма характерны для всего фанерозоя, т.е. последних 600 млн. лет истории Земли.

РАННИЕ ФОРМЫ МАГМАТИЗМА НА ЗЕМЛЕ. В отличие от современного магматизма, локализованного только в определенных тектониче-

ски-активных зонах, первичный магматизм имел повсеместное распространение и осуществлялся в двух основных формах.

ПЕРВАЯ ФОРМА МАГМАТИЗМА была обусловлена общим разогреванием планеты, которое явилось результатом уплотнения ее вещества под действием сил гравитации, за счет экзотермических реакций нового минералообразования и процессов кристаллизации, а также за счет распада радиоактивных элементов. Температура даже на поверхности Земли составляла, очевидно, сотни градусов и быстро нарастала с глубиной. На это указывает то, что Земля и в наши дни продолжает остывать, а температура во внутренних ее оболочках составляет тысячи градусов. При таких условиях в определенном интервале глубин, расположенном недалеко от поверхности, происходило расплавление земного вещества. В связи с этим можно предположить, что вся верхняя часть мантии, как в доменной печи, претерпела полную переплавку.

Такие представления подтверждены экспериментом, который провел в свое время академик А.П. Виноградов. Он брал дробленый материал каменных метеоритов, помещал его в вертикальный цилиндрический сосуд и нагревал. При этом специальная печь перемещалась постепенно снизу вверх по мере плавления каменного материала. Такой способ плавления академик назвал **зонной плавкой**. В результате вещество метеоритов разделялось на две фазы – сверху легкую легкоплавкую, базальтовую по составу, и тяжелую тугоплавкую, отвечающую по составу породам мантии (дунитам, перидотитам). Процесс плавления сопровождался дегазацией – выделением воды, H_2S , HCl , HF , NH_3 . Именно из таких газов, как известно, состояла первая атмосфера на Земле.

Таким образом, все говорит о том, что первичный магматизм осуществлялся именно в такой форме. Большая часть базальтовой магмы извергалась вулканами на поверхность, а оставшаяся на глубине разделялась на ультраосновную, среднюю, кислую магмы. Из первичной базальтовой магмы сформировался нижний – базальтовый слой земной коры, а из продуктов ее дифференциации и излившейся на поверхность магмы, со временем образовался средний метаморфический и верхний осадочный слои.

ВТОРАЯ ФОРМА МАГМАТИЗМА начала проявляться после того, как на Земле образовалась атмосфера, гидросфера и сформировался нижний базальтовый слой земной коры. Это стало возможным благодаря общему снижению температурного уровня. В условиях химически агрессивной и тяжелой атмосферы и гидросферы первичные магматические породы быстро разрушались. В обширных понижениях земной коры накапливались мощные толщи первичных осадочных комплексов пород, которые в нижней своей части подвергались интенсивному прогреванию и метаморфизму. В результате происходило частичное или полное плавление осадочно-метаморфического комплекса пород – его **гранитизация**. Прямым свидетельством таких процессов является образование древних платформ на Земле, которые слагают основу всех ее континен-

тов (Восточно-Европейская, Африканская, Северо- и Южноамериканские и др. платформы). Возраст гранитоидных пород этих платформ составляет 2,5 – 4 млрд. лет.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ.

С интрузивными и эффузивными магматическими породами связан широкий комплекс рудных и нерудных полезных ископаемых. Широко используются и сами породы – граниты, диориты, габбро, базальты и другие в качестве облицовочного камня или в виде щебня в строительном деле.

По способу образования полезные ископаемые можно разделить на **собственно магматические**, образованные в результате дифференциации магм, **пневматолитовые**, **гидротермальные**.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ образуются в результате дифференциации основных магм. С ультраосновной частью дифференциата связаны месторождения хромитов, сульфидов меди и никеля, алмазов, титаномагнетитов, платины.

К этой группе относятся также пегматитовые месторождения слюды, лития, бериллия, олова, цезия, тантала и ниобия, редкоземельных металлов, пьезокварца и некоторых драгоценных камней.

ПНЕВМАТОЛИТОВЫЕ ПРОЦЕССЫ или пневматолитиз – образование минералов из газовой фазы – разделяется на глубинный и вулканический.

С глубинным пневматолитом связано образование некоторых жил и **грейзенов** – переработанных магматическими газами различных пород, богатых кремнеземом и глиноземом (SiO_2 и Al_2O_3). С этими породами связаны месторождения лития, олова, вольфрама, молибдена, мышьяка, а также драгоценных и полудрагоценных камней.

С вулканическим пневматолитом связаны месторождения серы, иногда содержащей селен, а также рудопроявления сульфидов цветных металлов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ – это преобразования вызванные циркуляцией горячих водных растворов, отделяющихся от магмы или образующихся в результате сжижения газов. Эти растворы выносят из магмы ряд соединений металлов и вбирают в себя различные вещества из пород, по которым перемещаются. В результате падения температуры и реакций с породами, гидротермы откладывают в пустотах и трещинах свои минеральные компоненты. Поэтому форма образующихся минеральных тел – жильная.

Гидротермальное происхождение имеют большинство руд цветных, редких и радиоактивных металлов, золота, а также неметаллические полезные ископаемые – асбест, тальк, магнезит, алунит, кварц.

Контрольные вопросы

1. Что такое магма и лава?
2. Что такое магматизм и каковы формы его проявления?
3. Охарактеризуйте основные типы первичных магм.
4. Объясните сущность кристаллизационной дифференциации магм.
5. При каких геологических условиях происходит образование магматических очагов?
6. Каковы основные типы и виды интрузий?
7. Охарактеризуйте процессы физико-химического взаимодействия между магмой и вмещающими породами.
8. Какие процессы происходят внутри интрузий в период их остывания?
9. Охарактеризуйте продукты извержения вулканов.
10. Каковы основные типы строения и извержения вулканов?
11. Что собой представляют диаатремы (трубки взрыва)?
12. Назовите основные виды поствулканических явлений и охарактеризуйте их.
13. Охарактеризуйте геологические особенности распределения современного вулканизма на Земле.
14. Какими были ранние формы магматизма на Земле?
15. Какие полезные ископаемые образованы магматическими процессами?

Глава 8. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Метаморфические процессы или метаморфизм (греч. *метаморфосис* - превращение) – это различные изменения горных пород в глубинах земной коры под влиянием высокого давления и температуры, а также химически активных газов и растворов.

Метаморфизму подвержены магматические, осадочные и ранее метаморфизованные породы. В результате образуются новые - метаморфические породы, отличающиеся от исходных пород по минеральному составу и внутреннему строению – структуре и текстуре.

Метаморфизм в земной коре осуществляется в разных геологических условиях, а именно:

- в местах проявления тектонических движений, вызывающих механические напряжения в породах и их разрушение;
- в зоне контактов пород с магмой, от которой исходит тепло и отделяются флюиды - газы и растворы;
- на больших глубинах, где на породы одновременно действуют все физические и химические факторы метаморфизма.

Соответственно выделяют три основных **типа метаморфизма – динамический, контактовый и региональный.**

Значение метаморфизма в формировании земной коры, также как и магматизма, чрезвычайно велико. Средний – гранито-метаморфический слой коры - в основном сформировался именно благодаря процессам метаморфизма. При этом интенсивность, формы про-

явления и масштабность этих процессов в разные периоды становления коры были неодинаковы.

Изучению метаморфизма должно предшествовать повторение материала главы 4, относящегося к метаморфическим горным породам.

Содержание главы

Физическая сущность процессов метаморфизма.

Факторы метаморфизма

Различные формы давления на породы

Высокая температура пород

Химическая активность газов и растворов

Геологические типы метаморфизма

Динамический метаморфизм

Контактовый метаморфизм

Региональный метаморфизм

Особые формы метаморфизма

Роль разных типов метаморфизма в формировании земной коры и метаморфогенные полезные ископаемые

ФИЗИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА. Образование каждого минерала в природе происходит при определенном сочетании физических и химических условий. Это универсальная закономерность. Например, если в какой-либо среде существенно изменятся температура и давление, то в ней будут образовываться уже другие минералы – устойчивые в новой среде. Так, графит и алмаз, состоящие из углерода, или глинистые и слюдяные минералы, состоящие из набора одних и тех же химических элементов, образовались при разных, строго определенных показателях термодинамических условий. Важно отметить, что эта особенность лежит в основе методов изучения геологических событий минувших эпох, так как по определенным минералам-индикаторам можно судить об условиях, в которых они образовались.

Отсюда следует, что причиной всех метаморфических преобразований является то, что горные породы после своего формирования со временем попадают в новые для них условия. Слагающие породу минералы для обретения устойчивого состояния в новых условиях вынуждены к ним приспособляться – изменять строение и состав своих кристаллических решеток. В результате осадочные и магматические минералы преобразуются в метаморфические, а вместе с ними и сами породы.

Интенсивность и общая продолжительность метаморфических преобразований зависит от типа метаморфизма и конкретных условий. Естественно, что региональный метаморфизм, происходящий в условиях очень медленного тектонического погружения пород, продолжается десятки и сотни миллионов лет, а породы, побывавшие на разных глуби-

нах, отличаются по степени их метаморфических преобразований и, соответственно, по минеральному составу.

ФАКТОРЫ МЕТАМОРФИЗМА

В этом разделе рассматриваются изменения в породах, которые происходят под влиянием отдельных факторов метаморфизма – **давления, высокой температуры и химических веществ**. Делается это для того, чтобы лучше понять результаты совместного действия указанных факторов при осуществлении разных типов метаморфизма.

РАЗЛИЧНЫЕ ФОРМЫ ДАВЛЕНИЯ НА ПОРОДЫ. Внешнее давление на породы по своему характеру, силе и продолжительности действия, может быть разным:

- **литостатическое (петростатическое) давление**, создаваемое весом вышележащих пород, пропорционально плотности этих пород и их мощности. Такое постоянное давление нарастает с глубиной;
- **давление, создаваемое тектоническими процессами**, по своей величине может превосходить литостатическое, но продолжительность его действия небольшая;
- **давление, создаваемое падающими на Землю крупными метеоритными телами**, имеет мгновенное, ударное действие.

Каждая из этих форм давления создает механические напряжения в породах, которые, в зависимости от их ориентировки в пространстве и силы, вызывают соответствующие изменения в минералах. В целом давление повышает растворимость веществ и способствует перестройке кристаллических структур минералов.

ЛИТОСТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ направлено сверху вниз и поэтому является **односторонним** или **стрессом**. Однако такие определения справедливы только для верхних горизонтов литосферы – до глубины 15-20 км. Глубже, по мере увеличения температуры, породы становятся все более пластичными и ведут себя как вязкие жидкости. В этих условиях одностороннее литостатическое давление постепенно трансформируется во **всестороннее** (объемное), или **гидростатическое**, как в жидкостях.

Одностороннее литостатическое давление (стресс) создает механическое напряжение в каждом минерале. В таких условиях кристаллические решетки минералов теряют устойчивость. Они разрушаются или медленно деформируются и перестраиваются. Формируются другие решетки. В результате такой перекристаллизации удлиненные и чешуйчатые минералы в породе располагаются перпендикулярно к направлению литостатического давления. В результате формируются сланцеватые и гнейсовидные структуры метаморфических пород.

Всестороннее литостатическое давление создает объемное напряжение в минералах и приводит к образованию минералов не с удлиненной, а с изометрической формой кристаллов. В результате структура пород становится полнокристаллической, а текстура массивной, как у магматических интрузивных пород.

ДАВЛЕНИЕ, СОЗДАВАЕМОЕ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ, вызывает не только сжатие пород и образование в них разрывов. Оно проявляется также и вдоль этих разрывов в форме трения между подвижными тектоническими блоками.

Тектоническое сжатие – это однонаправленное давление, вызывающее, как уже было показано, перекристаллизацию минералов и образование в породе сланцеватых текстур.

Трение между тектоническими блоками приводит к дроблению и истиранию пород вдоль разрывных нарушений.

ВЫСОКАЯ ТЕМПЕРАТУРА ПОРОД. Это главный фактор метаморфизма. Повышение температуры увеличивает химическую активность циркулирующих растворов, превращает влагу в газообразные флюиды, способствует перекристаллизации пород в твердом состоянии за счет диффузионных процессов. Объясняется это тем, что при повышении температуры резко возрастает скорость химических реакций. По некоторым оценкам повышение температуры на 10 °С увеличивает скорость реакций в два раза, а повышение на 100 °С – в тысячу раз.

Повышение температуры может быть вызвано разными причинами. Главные из них:

- общее повышение температуры с глубиной;
- близость к магме или непосредственный контакт с ней;
- трение между тектоническими блоками.

ХИМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ГАЗОВ И РАСТВОРОВ. Газы и растворы (флюиды) в недрах земной коры также является ведущим фактором метаморфизма. Роль их возрастает с глубиной и с приближением к магматическим телам. Флюиды под давлением проникают в поры, трещины пород и вступают в химические реакции с их минеральным веществом. В результате образуются новые минералы, состав которых зависит от состава флюидов и самих пород.

Веществами, насыщающими флюиды, являются химические соединения магматического и метаморфического происхождения, а также образующиеся непосредственно в мантии и астеносфере. Такими соединениями являются: H_2O , CO_2 , K_2O , Na_2O , MgO , SiO_2 , H_2S . Наиболее активны вода, углекислый газ и кремнезем.

Особую активность газы и растворы проявляют в зоне контакта пород с магмой. Здесь, как было показано в главе о магматизме, метаморфизация пород и магматических тел происходит за счет химических

обменных реакций между ними – **метасоматоза** - в форме **пневматолитовых** и **гидротермальных** процессов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфизм пород происходит при совместном и одновременном действии всех его факторов. Однако значимость отдельных факторов и конечный результат преобразований зависит от условий, при которых осуществляется метаморфизм, то есть от его **геологического типа** – **динамического, контактового или регионального**.

ДИНАМИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ. Этот вид метаморфизма связан с тектоническими дислокационными движениями, вызывающими образование в породах складчатости и разрывов. Соответственно основная роль здесь принадлежит **сжатию** (стрессу) и **трению между блоками** пород.

СЖАТИЕ, вызывающее процессы перекристаллизации, приводит к образованию сланцевых текстур. По ориентировке сланцеватости в породах можно судить о направлении стресса. В древних породах сланцеватость обычно имеет разную направленность и в этом находят отражения все изменения тектонического режима.

ТРЕНИЕ МЕЖДУ БЛОКАМИ, приводящее к дроблению, истиранию и смятию пород, проявляется в пределах относительно узкой зоны по обе стороны от разрыва. Ширина ее зависит от параметров разрывов, их структуры, состава деформируемых пород, глубины, на которой образуются разрывы и других особенностей. Такой динамометаморфизм соответственно называется **пластическим**, если в породах преобладают пластические деформации, и **катакластическим**, если образуется обломочный материал (греч. *катакластикас* - раздробленный).

Кроме того, в раздробленной проницаемой для флюидов массе пород активно происходят процессы перекристаллизации и нового минералообразования. В результате катакластический материал цементируется и превращается в монолитную породу с характерной текстурой.

Горные породы, несущие на себе следы тектонического дробления и смятия называются **тектонитами**. Среди них выделяют **тектонические брекчии**, или **катаклазиты**, и **милониты**. Брекчии состоят из относительно крупных, видимых обломков, а милониты – это светлые породы, состоящие из тонкоизмельченного, перетертого минерального агрегата.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ. Этот тип метаморфизма связан с внедрением магм в земную кору. Главными его факторами являются **высокая температура** магмы и химически активные **газы и растворы**, исходящие от нее. Конечный результат комплексного воздействия этих факторов и ширина метаморфизованной зоны (ареала) зависит от со-

става пород и магмы, ее температуры, размеров магматического тела, глубины, на которой процесс осуществляется.

ВЫСОКАЯ ТЕМПЕРАТУРА приводит к перекристаллизации и новому минералообразованию. Непосредственно в контактной зоне осуществляется **термальный метаморфизм**. Здесь песчано-глинистые породы, кремнистые сланцы спекаются и преобразуются в природную керамику – **роговики** - однородные скрытокристаллические породы.

ГАЗЫ И РАСТВОРЫ обеспечивают обменные реакции между породами и магмой – **метасоматоз**, соответственно – **пневматолитовый и гидротермальный**. Эти превращения были описаны в предыдущей главе – в разделе "Процессы, связанные с интрузиями", а также в четвертой главе в разделе "Породы контактового метаморфизма". В частности, там охарактеризованы так называемые **скарны и грейзены**, образующиеся за счет метасоматических процессов.

Скарны, состоящие в основном из пироксенов и гранатов и содержащие ценные рудные минералы, образовались из карбонатных и алюмосиликатных пород.

Грейзены – преимущественно кварц-мусковитовые породы с включениями ценных рудных и нерудных минералов - образовались в результате метасоматической переработки гранитов и других кварц-полевошпатовых пород.

Гидротермальный метаморфизм разных по составу пород приводит к их **окварцеванию** (обогащение породы кварцем), **хлоритизации** (замещение исходных минералов хлоритом), **серицитизации** (замещение серицитом глинистых и полевошпатовых минералов), **карбонатизации, оталькованию, серпентинизации**.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ. Это наиболее масштабный тип метаморфизма. Он распространяется на все виды пород, которые в результате тектонического погружения оказываются на больших глубинах в условиях высокого давления, температуры и активного химического воздействия на них разнообразных флюидов. Поэтому горные сооружения, возникающие на месте глубоких геосинклинальных прогибов, в центральной своей части сложены метаморфическим комплексом пород. При этом отмечается постепенный переход от слабометаморфизованных пород ко все более метаморфизованным. Такая закономерность обусловлена тем, что нижние части погружающихся породных толщ побывали на больших глубинах, при более высокой температуре и давлении. В силу этих причин разным уровням погружения соответствуют и разные метаморфические породы. Это позволяет решать обратную задачу – по составу и текстурам метаморфических пород устанавливать относительную глубину, на которой они побывали, то есть разделить их по **степени метаморфизма**.

СТЕПЕНЬ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА пород швейцарский минералог У. Грубенман предложил устанавливать в соответствии с тремя основными термодинамическими зонами в земной коре: **верхней (эпизона), средней (мезозона) и глубокой (катазона).**

Эпизона характеризуется умеренной температурой и давлением. Здесь глинистые породы преобразуются в филлиты, а магматические основного состава – в тальковые и хлоритовые сланцы.

Мезозона – это интервал глубин в земной коре, где высокая температура и давление приводят к преобразованию филлитов в слюдяные, кристаллические сланцы и гнейсы. Кварцевые песчаники становятся кварцитами, известняки – мраморами, граниты – ортогнейсами, основные породы – амфиболитами.

Катазона – это область высокой температуры и всестороннего давления. Здесь образуются несланцеватые породы – пироксеновые гнейсы, эклогиты, состоящие в основном из граната и пироксена.

Однако характер метаморфических преобразований зависит не только от глубины погружения, так как на одних и тех же глубинах температура может быть разной. Важным фактором является также скорость погружения, состав метаморфизируемых пород, наличие и близость магматических расплавов, проницаемость пород и т.д. Все эти дополнительные условия определяют по какому пути пойдет минералообразование и какие метаморфические породы образуются.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ. Существует много фактов не укладывающихся в схему Грубенмана. Так, обнаружены породы разных зон метаморфизма, переслаивающиеся в одном разрезе или не затронутые метаморфизмом породы, побывавшие на глубине более десяти километров. Все это привело к тому, что в 1920 г. финский петрограф П. Эскола предложил положить в основу классификации метаморфических пород не глубину их формирования, а свойство многих минералов сохранять устойчивость только в узком интервале давлений и температур. Так возникло понятие о **метаморфических фациях**, включающих породы, минеральные ассоциации которых устойчивы при определенных температурах и давлениях.

Выделяют **цеолитовую, глаукофановую, зеленосланцевую, амфиболитовую, гранулитовую и эклогитовую** фации (рис. 3.28).

Цеолитовая фация соответствует самой низкой фации метаморфизма. В условиях сравнительно небольших температур и давлений развиваются водные минералы – цеолиты. Вместе с ними в породах присутствует кварц, мусковит, хлориты.

Глаукофановая фация (фация голубых сланцев) соответствует сравнительно низким температурам (300 – 500 °С), но очень высоким давлениям (7 – 11·10² МПа). Голубой цвет сланцы приобретают за счет минерала глаукофана, образующегося из альбита и хлорита. Характерны также минералы жадеит, кварц, хлорит, мусковит, гранат.

Зеленосланцевая фация образуется при относительно небольших давлениях и температурах, и характеризует раннюю стадию динамометаморфизма. Специфический цвет сланцам придает хлорит и эпидот. С ними ассоциируют кварц, альбит и мусковит.



Рис. 3.28. Распределение метаморфических фаций с учетом давления и температуры (по Ф. Тернеру)

Амфиболитовая фация возникает в процессе повышения температуры и давления. Хлорит вначале преобразуется в биотит (биотитовый сланец), а затем в роговую обманку (амфиболит).

Амфиболитовая фация возникает в процессе повышения температуры и давления. Хлорит вначале переходит в биотит с образованием биотитового сланца, а затем в роговую обманку с образованием амфиболита. Появляются новые минералы: ставролит, андалузит, силлиманит. Фация проявляется при региональном метаморфизме и динамометаморфизме.

Гранулитовая фация – это высокотемпературная фация (700-900 °С), для которой характерны существенные давления (до 10^3 МПа). Она отражает максимальную степень регионального метаморфизма. Образуются гранулиты – средне- и крупнозернистые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, натриевого плагиоклаза, пироксена, кварца, граната. Гранулиты похожи на гнейсы, но в них отсутствуют слюды и они не рассланцованы. Зерна в гранулитах прорастают друг в друга.

Эклогитовая фация отражает очень глубокий метаморфизм при температурах 800 – 1000 °С и давлениях свыше 8 – $10 \cdot 10^2$ МПа. Поскольку по химическому составу эклогит не отличается от базальта, то исходным материалом для него служат, очевидно, основные и ультраосновные магматические породы. Считается, что эти породы слагают верхнюю часть мантии Земли. Характерные минералы – омфациит и гранат (гроссуляр, пироп). В качестве второстепенных может присутствовать полевой шпат, кварц, рутил.

ОСОБЫЕ ФОРМЫ МЕТАМОРФИЗМА. К таким видам метаморфизма относятся:

- регрессивный метаморфизм;
- автometаморфизм;
- ультраметаморфизм;
- ударный метаморфизм.

РЕГРЕССИВНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ или **диафторез** – это процессы изменения пород, вызванные не повышением температуры и давления, а наоборот – понижением. При диафторезе происходит замещение высокотемпературных минералов более низкотемпературными. Такие явления обнаруживаются при изучении пород под микроскопом.

АВТОМЕТАМОРФИЗМ (греч. *авто* - сам). Это процесс изменения изверженных пород в период их формирования (остывания и кристаллизации) под влиянием химически активных веществ, выделяемых самой магмой. В результате происходят метасоматические изменения в ранее образованных магматических минералах. Так развивается серпентинизация ультраосновных пород, хлоритизация базальтов, грейзенизация гранитов.

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ – это особый вид преобразований, в котором основная роль принадлежит процессам плавления пород, известных под названием **анатексиса** и **палингенеза**. Анатексис (греч. *ана* – вверх, в высшую степень, *тексис* - расплавление) – это частичное или полное расплавление пород с образованием малоподвижной гранитной магмы. Под палингенезом (греч. *палин* – обратно, *генезис* - образование) понимается полное переплавление пород с образованием магм различного состава, способных перемещаться в земной коре.

Именно анатексисом вызван процесс гранитизации осадочно-метаморфических комплексов пород, охарактеризованный в главе "Магматизм". Образующийся при этом расплав гранитного состава пропитывает тектонически-раздробленные нерасплавленные фрагменты исходных пород и, остывая, цементирует их. В результате образуются своеобразные породы смешанного метаморфогенно-магматического происхождения – **мигматиты**. В местах полного плавления пород образуются крупные гранитоидные тела и пегматиты, входящие в состав батолитов.

УДАРНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ возникает в местах падения крупных метеоритных тел. Мгновенное превращение большей части кинетической энергии метеоритов в тепловую приводит к повышению температуры до многих тысяч градусов. Тепловое воздействие и ударная волна приводят к соответствующим изменениям в породах, имеющих зональную форму распространения. В центральной зоне вещество пород превращается в газообразные продукты, затем следуют зоны плавления и деформаций пород.

РОЛЬ РАЗНЫХ ТИПОВ МЕТАМОРФИЗМА В ФОРМИРОВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Метаморфизм, как и магматизм, играет определяющую роль в формировании земной коры и в первую очередь ее среднего - гранито-метаморфического слоя, распространенного в основном на континентах. Процессы метаморфизма на Земле продолжают повсеместно. Однако

на разных геологоисторических этапах происходило перераспределение ролей разных типов метаморфизма. И вызвано это было соответствующими изменениями условий на Земле:

- постепенным снижением температуры в земной коре;
- увеличением мощности земной коры;
- снижением активности магматических и тектонических процессов на Земле.

В соответствии с этими переменами изменялся характер и значимость разных типов метаморфизма. Об этом можно судить по составу и распространению метаморфических пород разного возраста. Однако полностью такой анализ провести невозможно, так как основная масса метаморфических пород в земной коре остается недоступной для изучения. Поэтому ограничимся лишь общим обзором того, как протекали и изменялись метаморфические процессы на разных этапах развития земной коры.

ДИНАМИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ. В сравнении с другими типами, динамический метаморфизм с течением времени становился все более значимым. Объясняется это двумя главными обстоятельствами:

- увеличением мощности земной коры, а соответственно и размеров ее тектонических блоков;
- общим охлаждением земной коры и, соответственно, снижением пластичности горных пород.

Более крупные блоки при своем перемещении оказывают большее давление на смежные блоки, что служит причиной динамометаморфизма. Прямым подтверждением этого является непрекращающиеся движения в земной коре, проявляющие себя в форме землетрясений различной силы. Снижение пластичности пород способствует образованию в них упругих напряжений, достаточных для возникновения различных форм динамометаморфизма.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ. С течением геологического времени этот тип метаморфизма менял и свои формы, и общую значимость.

На самом первом этапе контактового метаморфизму подвергались ранее затвердевшие базальтовые лавы в местах перекрытия их новыми магматическими излияниями. По мере увеличения мощности коры и разнообразия ее пород развивались современные формы контактового метаморфизма и усиливалась его относительная значимость. Однако снижение магматической активности на Земле явилось причиной сокращения масштабов развития контактового метаморфизма и изменения его форм.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ. В классической своей форме региональный метаморфизм на первом этапе проявляться не мог в силу отсутствия достаточной мощности земной коры. Наиболее широкого

своего развития этот тип метаморфизма достиг на следующем этапе - в архее, когда после формирования базальтового слоя коры в его многочисленных прогибах стали накапливаться толщи первых осадочных пород на Земле. В жестких геотермических условиях того времени эти породы даже на относительно небольших глубинах подвергались интенсивному метаморфизму. Так образовались широко распространенные древние сланцы и гнейсы, составляющие основу древних платформ всех континентов.

Не меньшее значение региональный метаморфизм имел и на следующем этапе – в первой половине протерозоя. В этот период в прогибах не только продолжалось формирование разнообразных по составу толщ метаморфических пород, но и повсеместная их гранитизация. Этому в то время еще благоприятствовали и геотермические условия.

На последующих этапах по геотермическим условиям гранитизация могла происходить только в наиболее глубоких геосинклинальных прогибах.

На современном этапе региональный метаморфизм по своей интенсивности даже в прогибах земной коры глубиной 20 – 30 км может достичь лишь начальных стадий, соответствующих эпизоне и частично мезозоне. Это обусловлено невысоким уровнем температур на указанных глубинах, составляющим по расчетам около 550 – 650 °С.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ. В обширный **метаморфогенный** комплекс полезных ископаемых входят месторождения двух основных типов – **метаморфизованные и метаморфические.**

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ возникают в результате метаморфизма уже существующих месторождений разного происхождения. При этом у полезных ископаемых, так же как и у пород в процессе метаморфизма меняются условия залегания, химический состав, структура и текстура. Так лимонит замещается гематитом и магнетитом, пиролюзит – браунитом, боксит – корундом, углистое вещество – графитом и т. д. Ярким примером могут служить железистые кварциты Криворожского и других железорудных бассейнов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ образуются непосредственно благодаря тем или иным процессам метаморфизма. Наибольшую ценность в метаморфических комплексах представляют месторождения благородных, цветных и редких металлов (вольфрама, олова, меди, молибдена, золота и др.), а также драгоценного и поделочного камня (нефрит, чароит, лазурит и др.). Большинство этих месторождений связано со скарнами и грейзенами.

Многие метаморфические горные породы – мрамор, кварциты, сланцы, яшмы и др. – используются в качестве облицовочного и строительного материала.

Контрольные вопросы

1. Что означает понятие "метаморфизм горных пород"? Каковы его основные факторы?
2. Объясните физическую сущность процессов метаморфизма.
3. Какие формы давления испытывают горные породы в земной коре?
4. Какие изменения происходят в горных породах под действием различных форм давления?
5. Какие изменения происходят в горных породах под действием высокой температуры в земной коре?
6. Что такое метасоматоз, гидротермальный и пневматолитовый метаморфизм?
7. Назовите геологические типы метаморфизма и их основные факторы.
8. Дайте определение понятию "динамический метаморфизм". Какие горные породы при этом образуются?
9. Дайте определение понятию "контактовый метаморфизм". Какие горные породы при этом образуются?
10. Дайте определение понятию "региональный метаморфизм". Какие горные породы при этом образуются?
11. Объясните понятия "степень регионального метаморфизма" и "метаморфическая фаация".
12. Что собой представляют особые формы метаморфизма?
13. Что явилось причиной изменения форм и значимости отдельных типов метаморфизма на разных этапах развития земной коры?
14. Назовите месторождения полезных ископаемых, относящиеся к метаморфизованным и метаморфическим.

Раздел четвертый

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Экзогенные геологические процессы – это различного рода физические, химические и механические взаимодействия между земной корой, атмосферой и биосферой. Вещество этих геосфер имеет разный химический состав, агрегатное состояние, плотность, теплофизические и многие другие свойства. Поэтому между геосферами происходит интенсивный обмен материей и энергией. Главным источником энергии экзогенных преобразований является солнечное тепло и силы гравитации, которые приводят в движение воздушные и водные массы Земли, а также обуславливают их химическую активность. Следовательно, основной причиной экзогенных процессов на Земле является ее оболочечное строение. Предварительная характеристика экзогенных процессов приведена в главе 2, и к ней необходимо обратиться вновь.

Под влиянием экзогенных процессов изменяется состав и масса не только земной коры, но и внешних геосфер. В этом заключается непрерывное, эволюционное развитие указанных оболочек Земли. Земная кора становится более мощной за счет образования новых разнообразных осадочных пород, в том числе полезных ископаемых – нефти, угля, различных солей и многих других.

Экзогенные процессы сопровождаются также преобразованиями рельефа на Земле. В процессе таких преобразований поднятые выше уровня геоида участки континентальной коры постепенно разрушаются и становятся ниже, а в пределах опущенных участков происходит накопление осадочных пород. Поверхность коры в результате этих изменений приближается к поверхности геоида. Подсчитано, что при современных скоростях экзогенных процессов выравнивание рельефа Земли за всю геологическую ее историю могло бы произойти многократно, так как на один такой цикл понадобилось бы всего около 10 млн. лет. Но этого никогда не происходило, так как эндогенные процессы создают все новые горные сооружения и впадины. И чем интенсивнее протекают эндогенные процессы, тем с большей скоростью разрушается то, что ими создается.

В настоящий геологический период на природные экзогенные процессы мощное воздействие оказывает производственная и научно-техническая деятельность человека. Эта деятельность по существу также является экзогенным преобразователем земной коры и внешних оболочек Земли. Эта деятельность и ее геологические последствия носят название **техногенез**. Техногенезу посвящена последняя глава раздела.

Особенностью природных экзогенных процессов является их большое разнообразие. Оно обусловлено неодинаковым геологическим строением территорий, различным характером эндогенных процессов на них, климатическими условиями, а также большим количеством действующих **факторов (агентов) экзогенных процессов**. Такими агентами

являются: **химическая активность атмосферы, гидросферы и биосферы, изменения (колебания) температуры, ветер, подземные и поверхностные текущие воды, льды, воды в морях, озерах, болотах, действие сил гравитации.** Часть этих агентов, а именно химическую активность внешних геосфер и колебания температуры, условно можно назвать **неподвижными** и постоянно действующими. Остальные – это так называемые **подвижные агенты**, действие которых осуществляется за счет энергии движущихся масс воздуха, воды, льда, обломков горных пород.

Деятельность всех экзогенных агентов имеет двойственный характер. С одной стороны они разрушают любые горные породы, а с другой, согласно закону сохранения материи, создают новые осадочные образования. При этом с деятельностью того или иного агента связано возникновение определенного типа и вида осадочной породы с характерными для нее структурными и текстурными признаками.

Колебания температуры горных пород и химическое воздействие внешних геосфер превращает породы в обломки, а минералы, из которых они состоят, в иные минеральные виды. Такой процесс носит общее название **выветривание**.

Подвижные экзогенные агенты действуют по другой схеме. Они перемещают (транспортируют) продукты выветривания с возвышенных участков в пониженные, главным образом в различные водоемы. На дне водоемов эти продукты накапливаются (аккумулируются) в виде осадков – обломков, илов, солей. При транспортировке продукты выветривания претерпевают дальнейшее измельчение, химическое разложение и растворение. Они также сортируются по размеру, весу и форме обломков и частиц. При этом разрушению подвергаются и породы, по которым осуществляется транспортировка продуктов выветривания.

Разрушительная и транспортирующая деятельность всех подвижных агентов, приводящая к выравниванию рельефа земной коры, понимается как единый процесс под общим названием **денудация** (лат. *денудацио* – обнажение).

Аккумулятивная деятельность агентов, приводящая к накоплению осадков, является процессом **осадконакопления** или **седиментации** (лат. *седиментум* – оседание). Денудационная и аккумулятивная деятельность каждого из экзогенных агентов имеет свои индивидуальные особенности и является предметом отдельного их рассмотрения.

Интенсивность денудационных процессов зависит от физико-географических и геологических условий, но главным образом от типа рельефа и крутизны его склонов. И это естественно, потому что только на склонах потенциальная энергия гравитационного поля Земли преобразуется в кинетическую энергию движущихся лавин, водных потоков, ледников, оползней. Таким образом, разрушительная деятельность подвижных агентов по существу является **работой склонов**. При отсутствии склонов денудационные процессы осуществляться не могут.

Деятельность каждого из агентов приводит к образованию характерных для него форм рельефа. При этом, в зависимости от стадии процесса эти формы разделяются соответственно на **денудационные и аккумулятивные**.

К категории экзогенных процессов относят также **диагенез** (греч. *диагенез* – превращение) – преобразование осадков в осадочные горные породы. Глины при этом постепенно превращаются в аргиллиты, пески в песчаники, карбонатные илы в известняки и т.д. Процессы диагенеза рассматриваются в отдельной главе, посвященной вопросам формирования осадочных пород.

Глава 9. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Выветривание – это различные физико-химические преобразования, которые протекают во внешней части земной коры и приводят к изменению и разрушению горных пород. Такие процессы, как отмечалось ранее, являются следствием химического взаимодействия пород земной коры с атмосферой, гидросферой и биосферой, а также результатом увеличения и сокращения объема минералов при изменениях температуры. В связи с этим очевидно, что слово «выветривание» весьма неудачный термин для обозначения указанных процессов, так как с деятельностью ветра они не связаны. Как синоним выветривания иногда используют термин **гипергенез**, предложенный академиком А.Е. Ферсманом. Следует также помнить о том, что благодаря процессам выветривания разные по происхождению горные породы, слагающие наружную часть земной коры, преобразованы в почвы и другие рыхлые накопления – пески, супеси, суглинки, глины, соли (рис. 4.1).



Рис. 4.1. Выветривание горных пород – превращение их в песок, глину, а затем в почвенный слой

Основной причиной процессов выветривания является физически и химически неустойчивое состояние минералов и горных пород в тер-

модинамических условиях, которые существуют на поверхности земной коры – как на суше, так и на дне водоемов (подводное выветривание).

Содержание главы

Факторы и виды выветривания

Физическое выветривание – температурное и морозное

Химическое выветривание

Факторы химического выветривания

Сущность и стадии выветривания

Биологическое выветривание и почвообразование

Подводное выветривание (гальмиролиз)

Коры выветривания, их строение и типы

Геологическая роль и практическое значение процессов выветривания

ФАКТОРЫ И ВИДЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ. По характеру действия **факторы выветривания** можно разделить на **физические, химические и биологические.**

Физический фактор – это солнечное тепло. Многократное нагревание и охлаждение горных пород приводит к образованию в них трещин и последующему их разрушению.

Химические факторы – это химическая активность кислорода, углекислого газа, водяных паров атмосферы, а также поверхностных вод и растворенных в них соединений. Реакции между указанными веществами и минералами приводят к возникновению иных по составу минералов, а следовательно и пород.

Биологические факторы – это жизнедеятельность организмов, а также химическая активность веществ, образующихся при их разложении. Под влиянием биологических факторов породы также разрушаются и изменяются химически.

В соответствии с указанными факторами имеют место и три вида наземного выветривания горных пород – **физическое, химическое и биологическое выветривание.** Такое деление процессов достаточно условно, так как все виды выветривания на любом участке земной поверхности протекают совместно и одновременно с преобладанием одного из видов – в зависимости от климатических условий местности.

Общим для всех видов выветривания является **фактор времени.** Чем продолжительнее период, в течение которого породы выветриваются, тем более глубокие преобразования в них происходят.

ФИЗИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

В процессе физического выветривания горные породы разрушаются и превращаются в щебень, дресву, песок. Разрушение происходит под действием механических напряжений внутри самой породы, превышающих по своей величине предел прочности минералов на растяжение и сжатие. Напряжения внутри породы могут быть вызваны двумя основными причинами. Одна из них – это суточные и сезонные изменения температуры, а вторая обусловлена физическими особенностями процесса образования льда при замерзании воды в трещинах и пустотах пород. В соответствии с этими факторами физическое выветривание может быть **температурным и морозным.**

ТЕМПЕРАТУРНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ. Этот вид выветривания осуществляется при изменениях температуры пород. Как известно, такие изменения сопровождаются соответствующим увеличением или сокращением объема каждого минерала, входящего в состав породы. При этом следует учесть, что минералы с кристаллическим строением анизотропны и каждый из них обладает определенными, отличными от других минералов параметрами теплофизических свойств. Например, коэффициент линейного удлинения кварца в одном из направлений в два раза больше, чем в остальных, а коэффициент его объемного расширения в два раза больше, чем у ортоклаза. Естественно, что при таких условиях в местах соприкосновения минеральных зерен возникают сжимающие усилия, которые при резких перепадах температуры могут быть разрушительными. Так постепенно минеральные зерна обособляются друг от друга, в породе возникают и разрастаются трещины, что в конечном итоге приводит к разрушению породы.

Абсолютные величины и скорость изменений температуры пород – это основные факторы их температурного выветривания. Важное значение имеют также свойства самих пород – их **минеральный состав, структура, текстура, степень трещиноватости, окраска, а также рельеф местности.**

Минеральный состав пород имеет первостепенное значение. Чем он более разнородный, тем быстрее порода разрушается. Такими полимиктовыми породами являются граниты, сиениты, гнейсы, песчаники, состоящие из кварца, различных полевых шпатов, роговой обманки, слюд. Мономинеральные породы (мрамор, кварцит, известняк) разрушаются значительно медленнее. В этих породах внутренние напряжения возникают лишь за счет анизотропии теплофизических свойств минералов по разным кристаллографическим направлениям, а также вследствие различной ориентировки кристаллических зерен.

Структура пород – не менее существенный фактор. Интенсивнее других разрушаются породы с полнокристаллической крупнозернистой структурой. Физическая сущность этой особенности очевидна – чем крупнее минеральное зерно, тем большее тепловое расширение оно испытывает и тем более сильное воздействие на соседние зерна оно оказывает. В связи с этим равномернозернистые породы выветриваются медленнее пород с порфировой структурой, у которой мелкозернистая основная масса содержит в себе крупные кристаллы.

Текстура пород в ряде обстоятельств имеет решающее значение. Породы с однородной, массивной и пористой текстурой более устойчивы к перепадам температур, чем породы со сланцеватой и полосчатой текстурой.

Степень трещиноватости пород также во многом определяет их устойчивость в зоне выветривания. Имеющиеся тектонические трещины расширяются и этим способствуют постепенному разрушению пород. При этом проявляются и петрогенетические трещины, благодаря

которым возникают те или иные формы отдельности у разных по происхождению пород – матрацевидная у гранитов, столбчатая и шарообразная у базальтов, плитчатая у сланцев. Форма и размеры образующихся при выветривании обломков пород в основном также обусловлены характером их трещиноватости.

Окраска минералов играет существенную роль при нагревании их солнечными лучами. Темноцветные минералы нагреваются сильнее и быстрее чем светлоокрашенные. Возникающее при этом неравномерное распределение напряжений способствует более интенсивному трещинообразованию в породах.

Рельеф местности – это фактор, от которого зависит скорость физического выветривания. В условиях равнины основная масса продуктов выветривания остается на месте и это не позволяет факторам выветривания распространять свое действие на глубину. В горной местности продукты выветривания удаляются со склонов текучей водой и силами гравитации, в результате чего выветриванию подвергаются все новые и новые массивы пород.

Механические напряжения в породе возникают также вследствие неодинакового нагрева и охлаждения поверхностных и более глубоких частей породы. Эти части пород изменяют свой объем по-разному. При нагревании Солнцем верхний более теплый слой породы расширяется, а расположенный под ним остается без существенных изменений. Возникающие при этом между указанными слоями напряжения приводят к образованию трещин. По этим трещинам нагретая часть породы отделяется в виде тонких чешуйчатых обломков. Такая форма физического выветривания носит название **десквация** (лат. *десквamate* – снимать чешую). Она особенно характерна для жарких пустынных областей.

Наиболее интенсивно разрушение пород под действием температурного выветривания происходит в тех климатических зонах, где имеют место резкие изменения температуры. Такими зонами являются пустыни, высокогорья, приполярные районы. Выветриванию пород способствует также выпадение на их нагретую поверхность дождя, града, а также лесные пожары.

МОРОЗНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ. Это выветривание обусловлено расклинивающим действием льда, который образуется при замерзании воды в трещинах и порах пород. Превращение воды в лед сопровождается увеличением ее объема на 11 %. Поэтому образующийся лед производит давление на стенки трещин до 1000 кг на см² и способен разорвать даже самые крепкие породы.

Температурный режим влияет на глубину проникновения морозного выветривания и размеры образующихся обломков пород. Если образование льда связано с суточными колебаниями температуры, то холод проникает на незначительную глубину и это приводит к образованию мелкообломочной массы небольшой мощности. Если же большую часть го-

да сохраняются отрицательные температуры, то даже в глубоких трещинах вода может замерзнуть и дробить породы на крупные блоки.

При морозном выветривании расширение трещин и разрушение пород производится силой кристаллизации льда. Аналогичные по механизму процессы могут происходить и под влиянием роста кристаллов кальцита, пирита, сильвина и других минералов, если их образование происходит в стесненных условиях – в трещинах, пустотах или внутри самой породы.

ХИМИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ

В процессе химического выветривания минералы исходных пород переходят в иные минеральные виды, приспособленные к длительному существованию в условиях поверхности земной коры. Такими новообразованиями являются разнообразные глины, оксидные и гидроксидные соединения, а также соли.

ФАКТОРЫ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ. При химическом выветривании скорость и степень разложения исходных пород определяют многие факторы. Их условно можно разделить на **химические, климатические и геологические.**

ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ – это активные вещества, входящие в состав атмосферы, гидросферы, биосферы и горных пород. Таковыми являются:

- **кислород, углекислый газ и водяной пар;**
- **поверхностные и подземные воды;**
- **растворенные в водах кислород, углекислота, различные минеральные и органические соединения.**

Кислород, как окислитель и углекислота непосредственно вступают в реакции с минералами пород и дают новые соединения. Но наибольший эффект от химических преобразований возникает при совместном действии указанных веществ и воды. При этом основную роль играет вода как хороший растворитель и катализатор химических реакций. При взаимодействии с породами вода теряет одни компоненты и обогащается другими, то есть изменяет химический состав и пород и свой собственный. Наиболее интенсивно химическое выветривание проявляется вблизи поверхности. С глубиной процесс затухает, так как в просачивающейся в породы воде становится все меньше кислорода и углекислоты. Глубина действия химического выветривания определяется уровнем грунтовых вод (в среднем до глубины 20-30 м), ниже которого вода практически не содержит свободного кислорода. В пределах артезианских бассейнов выветривание может происходить на глубинах до 0,5-1,0 км (глубинное выветривание). Здесь кислород, углекислота, бактерии на глубину доставляются подвижными межпластовыми подземными водами.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ – среднегодовые показатели температуры и количество атмосферных осадков – играют определяющую роль. И это естественно, так как при возрастании температуры даже на несколько градусов, скорость химических реакций увеличивается во много раз. Для химического выветривания наиболее благоприятен жаркий влажный тропический и субтропический климат с обильными осадками. В таких условиях химическое выветривание происходит интенсивно и достигает конечных стадий разложения пород. В умеренном климате химическое выветривание замедляется, а в холодном практически не происходит, так как скорость химических реакций и сама возможность их возникновения находятся в зависимости от температурных условий.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ – это состав и нарушенность горных пород, а также тектонический режим территории.

Наиболее интенсивно в зоне выветривания разлагаются магматические и метаморфические породы. Их минералы особенно неустойчивы в условиях поверхности. При этом кислые по составу породы разлагаются значительно медленнее основных и ультраосновных пород. Нарушенность пород, наличие в них трещин, разрывов и складок способствует распространению процессов выветривания на глубину. Особенно благоприятные условия для выветривания создаются в хорошо пронизываемых для воды участках – в крупных разрывных нарушениях и глубинных разломах земной коры.

При анализе тектонического режима следует учитывать скорость и направленность движений земной коры. Благоприятным для химического выветривания является спокойный тектонический режим, при котором происходят очень медленные восходящие движения земной коры. Такой режим характерен для платформ. Он исключает наступление моря на сушу, обеспечивает достаточную продолжительность процессов выветривания и формирует равнинный, слегка возвышающийся над уровнем моря рельеф. В таких условиях атмосферные осадки стекают медленно и их потоки не разрушают образованные ранее продукты выветривания. При этом основная масса поверхностных вод успевает просочиться в породы, способствуя их интенсивному и глубокому химическому преобразованию.

СУЩНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ. Характер и направленность химического выветривания находятся в зависимости от состава пород, температуры, влажности и иных условий. Химическое выветривание – это сложное сочетание различных типов химических реакций. К ним в первую очередь относятся реакции:

- **окисление;**
- **гидратация и дегидратация;**
- **растворение;**
- **гидролиз;**
- **карбонатизация;**
- **восстановление.**

выветривания, образуя стяжения и конкреции в подстилающих породах. Часть карбонатов попадает в грунтовые воды, а в условиях сухого климата карбонаты остаются в выветрелых породах в тонкораспыленном виде.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ – это процесс обратный окислению, приводящий к потере веществом кислорода. Восстановительная среда формируется в болотах, где свободный кислород использован на окисление органической массы торфа. В таких условиях окисление органики может происходить только за счет изъятия кислорода у минералов. В результате окись железа (Fe_2O_3) переходит в закись (FeO), гидраты которой имеют зеленоватый цвет. На дне торфяника возникает серо-зеленая или сизая глинистая масса, которая в почвоведении называется глеем. Наряду с этим образуются и другие безкислородные минералы, которые на поверхности обычно не образуются – пирит, марказит и другие.

СТАДИИ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ. В соответствии с общей направленностью и характером процессов выветривания, обусловленных главным образом климатическими условиями, для химического выветривания принято выделять четыре последовательные стадии:

- **обломочную**, при которой породы превращаются в рыхлые продукты физического выветривания;
- **начального разложения силикатов**;
- **глин**, когда продолжается разложение силикатов и образуются глины – каолиновые на кислых породах и монтмориллонитовые, бейделитовые, нонтронитовые – на основных;
- **латеритов**, когда на месте выветривания накапливается кварц и очень устойчивые гидрооксиды алюминия и железа в виде остаточных глинистых продуктов – латерита (лат. *латер* – кирпич).

Стадии латеритов выветривание может достичь только в тропиках и субтропиках, а в условиях умеренного климата оно доходит до стадии глин. Через все стадии, практически без изменений, проходит кварц – наиболее устойчивый к химическому выветриванию минерал. Поэтому он всегда присутствует в остаточных продуктах выветривания в виде песчаной и алевритовой примеси.

БИОЛОГИЧЕСКОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

В процессе биологического выветривания горные породы разрушаются механически и разлагаются химически, вступая в реакции с органическими соединениями, которые образуются в процессе жизнедеятельности организмов и растений, а также после их отмирания.

Механическое разрушение пород производится роющими животными, муравьями, термитами, земляными червями, а также корневой системой высших растений. Установлено, что давление, развивающееся в клетках тканей корней, может достигать 19 МПа, что достаточно для расширения трещин в монолитных, крепких породах. В условиях благо-

приятного климата древесная растительность поселяется в трещинах на скалах, строениях и силой роста разрушает их.

Биохимическое разложение пород происходит под действием органических кислот, которые вырабатываются растениями и микроорганизмами в процессе их жизнедеятельности, а также образуются в результате разложения органических остатков.

Кислоты, вырабатываемые микроорганизмами и растениями настолько сильные, что переводят в растворимое состояние многие минеральные вещества, не разлагаемые минеральными кислотами. Известны органические кислоты, которые растворяют даже кварц, стекло, металлическое олово. Напротив, гумусовые кислоты, которые образуются при разложении органических остатков, являются очень слабыми кислотами. Однако, при длительном воздействии на силикаты, они разлагают их с образованием гуминовых солей. В результате биохимического разложения пород образуются **почвы**.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ. Формирование почв – длительный и сложный процесс. В.В. Докучаев назвал почвами поверхностный слой пород, «естественно измененных совместным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов живых и мертвых». Плодородная почва должна быть одновременно водопроницаемой, влагоемкой и обладать капиллярными свойствами. Она также должна содержать необходимые для построения органической ткани питательные вещества в форме пригодной для усвоения растениями. Комплексом этих свойств не обладают ни горные породы, ни продукты их физического и химического выветривания.

Образование почв может начаться на поверхности любых по составу горных пород, но лучше всего оно происходит на рыхлых продуктах физического и химического выветривания. Этот процесс начинается с поселения на горной породе простейших животных и растительных организмов – вначале бактерий и грибов, а затем лишайников, мха. В процессе своей жизнедеятельности эти организмы используют минеральное вещество пород, переводя его в новые специфические минеральные и органические соединения, составляющие питательную основу для более высокоорганизованных растений – трав и кустарников. Растительные остатки – листья, стебли, корни – после отмирания подвергаются химическому разложению – **тлению, гниению и перегниванию**. Остатки, расположенные вблизи поверхности почвы, истлевают, а глубокие корни сгнивают. Нижние части стеблей и неглубокие корни, расположенные в промежуточной зоне, перегнивают.

Тление – это полное окисление органики в верхней кислородсодержащей зоне выветривания (до глубины 5-10 см) с образованием неорганических продуктов распада – воды, углекислоты и минеральных кислот – серной, азотной, фосфорной.

Гниение – это противоположный тлению процесс, протекающий при отсутствии кислорода. В результате образуются другие продукты – метан (CH_4), аммиак (NH_3), сернистый газ (H_2S).

Перегнивание (гумификация) – это промежуточный тип разложения органического вещества, проходящий при недостаточном доступе кислорода. Образуется **перегной** или **гумус** (лат. гумус – земля) – смесь органических коллоидов разного состава, в основном гуминовых кислот. Гумус является не только основным элементом плодородия почв, но и исходным материалом для образования ископаемых углей.

Процессы тления, гниения и перегнивания осуществляются благодаря жизнедеятельности микроорганизмов (грибная микрофлора и бактерии), населяющих воздух, воду и почвы. В кислородсодержащей среде развиваются аэробные микроорганизмы, а в среде, где практически отсутствует свободный кислород – анаэробные.

В зависимости от климатических условий, растительных сообществ, рельефа и вида выветриваемых пород формируются различные по составу, строению и мощности почвы. Почвоведы в настоящее время выделяют 30 генетических типов почв, связанных единством происхождения в результате биохимического выветривания горных пород.

Почвы небольшой мощности, развитые на ограниченных территориях, иногда обнаруживаются среди слоев других осадочных образований. Такие почвы называются **ископаемыми почвами**. По их возрасту и характеру распространения можно судить о тектонических и физико-географических условиях формирования осадочной толщи.

ПОДВОДНОЕ ВЫВЕТРИВАНИЕ (ГАЛЬМИРОЛИЗ)

Подводное выветривание представляет собой совокупность процессов химического и биогенного изменения минералов и горных пород на дне водоемов.

При гальмиролизе под воздействием морской воды наибольшие изменения происходят в лавах, вулканических туфах и пеплах. Образуются водные алюмосиликаты из группы цеолитов, монтмориллонитовые глины, минералы гетит (FeOOH), каолинит, хлорит. Именно такое происхождение имеют крупные месторождения цеолитов и монтмориллонитовых глин.

В океанических глубинах, превышающих 4,5 км, происходит растворение карбонатов и окисление цеолито-глинистых осадков. В результате образуются красные глубоководные глины, к которым приурочены значительные скопления железо-марганцевых конкреций, устилающих дно океанов.

Биохимическое разложение пород производят камнеточцы, многие виды водорослей и другие донные организмы.

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В процессе выветривания образуются два вида продуктов – **подвижные**, которые выносятся из пород водой в растворенном и во взвешенном состоянии, и **остаточные**, остающиеся на месте выветривания. Остаточные продукты выветривания называются **элювием** (лат. элуе-ре – мыть, смывать). Элювий обычно состоит из крупных обломков, песка, алеврита, а также продуктов химического и биохимического разложения пород – глин и почв. Такие образования называются **корами выветривания**.

Кора выветривания – это совокупность остаточных продуктов выветривания, залегающих на месте их образования или перемещенных на небольшое расстояние. По условиям залегания и возрасту коры делятся на **современные**, образующиеся в настоящий геологический период, и **ископаемые (погребенные)**, перекрытые более молодыми отложениями.

СТРОЕНИЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ. Оно характеризуется постепенным переходом от неизмененных пород в нижних частях кор к продуктам физического выветривания, а затем и полного химического разложения в верхних частях. Тем не менее, в вертикальном разрезе коры обычно состоят из нескольких горизонтально ориентированных зон с неотчетливыми границами между ними. В наиболее полном профиле выветривания снизу вверх устанавливаются **зоны выветривания**:

- **дезинтеграции** (трещинообразования в породах);
- **выщелачивания**;
- **гидролиза**;
- **окисления**.

Зоны названы по процессам, которые в них происходят, а их границы устанавливаются по характерным для им минералам.

Коры выветривания, сформированные на больших территориях, в целом имеют плащеобразную форму, а коры развитые вдоль разломов в земной коре – вытянутую. Первый вид кор называется **площадным**, а второй – **линейным**. Мощность площадных кор достигает десятков, а линейных сотен метров. Обычно коры выветривания представлены сочетанием кор площадного и линейного типов.

Коры выветривания площадного типа и их отдельные зоны обычно не имеют сплошного распространения, так как выветривание в полном объеме не может осуществляться на возвышенностях и на территориях, временно занятых озерами и речными долинами. Еще одним обстоятельством является то, что на отдельных площадях коры после своего образования размывались водотоками и наступающими на сушу морскими водами. В связи с этим, для площадных кор характерна не только вертикальная, но и горизонтальная зональность.

ТИПЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ. Типы кор выветривания устанавливаются по их мощности, составу и строению. Указанные признаки, в свою очередь, определяются климатическими условиями и составом выветриваемых горных пород.

На рисунке 4.2 представлена обобщенная схема формирования соответствующих типов кор выветривания в разных климатических зонах, при спокойном платформенном тектоническом режиме.

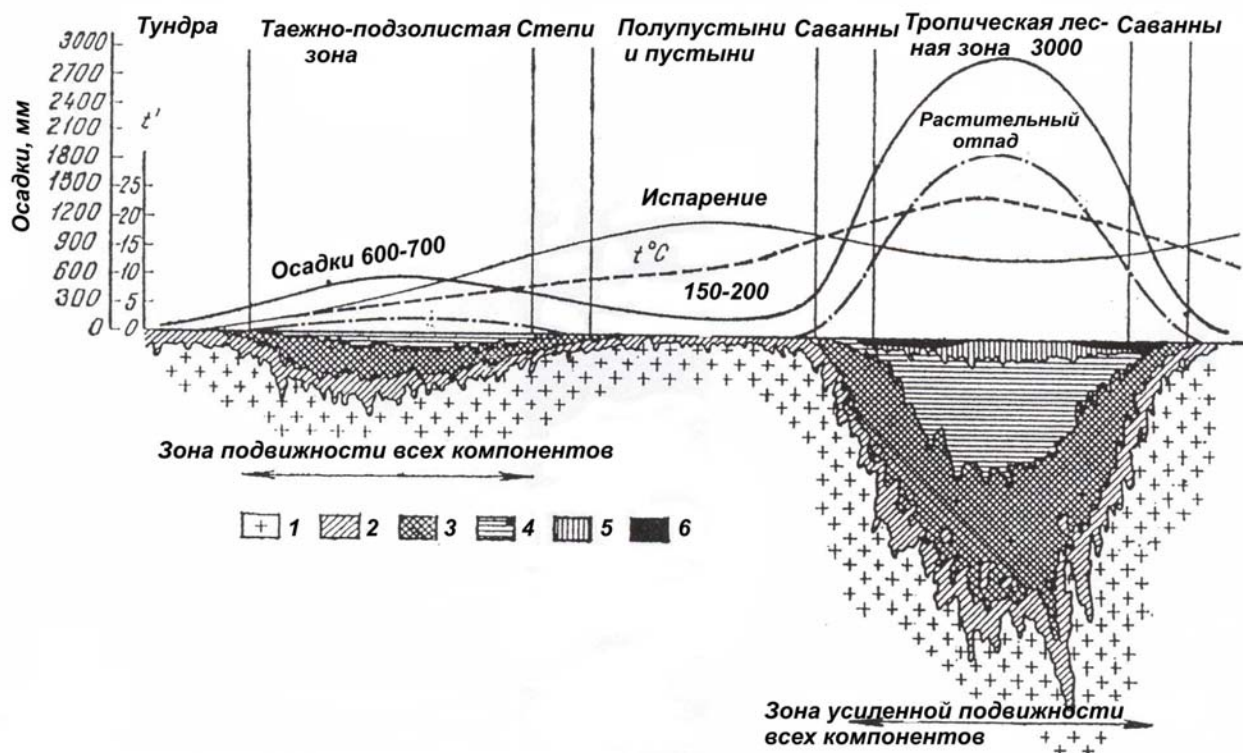


Рис. 4.2. Схема строения кор выветривания в различных климатических зонах (по С.М. Страхову):

1 – свежая порода, 2 – зона дресвы, химически малоизмененной, 3 – гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона, 4 – каолиновая зона, 5 – охры, Al_2O_3 , 6 – панцирь, состоящий из Fe_2O_3 и Al_2O_3

В благоприятных для выветривания климатических и тектонических зонах на различных по составу породах формируются разные типы кор. Наиболее распространенными являются **латеритовый, каолиновый и нонtronитовый** типы.

Латеритовая кора образуется в тропиках при выветривании пород богатых алюмосиликатами. Полное химическое разложение пород приводит к образованию и накоплению в верхней части коры большого количества конкреций из гидроксидов железа и алюминия. Они иногда сливаются в сплошную каменистую породу в виде железного панциря мощностью до 10 м. Под панцирем в латерите (боксите) содержание алюминия может достигать 60-70 %.

Каолиновая кора чаще всего развивается на магматических породах кислого состава. Верхняя зона этой коры мощностью до 30-50 м состоит из каолинита с примесью зерен кварца, неразложившихся слюд и полевых шпатов.

Нонтронитовая кора образуется на богатых железом и магнием ультраосновных и основных магматических породах. Верхняя, нонтронитовая зона мощностью до десятков метров сложена воскообразной глинистой породой зеленого цвета, содержащей гидроокислы никеля.

ВОЗРАСТ ИСКОПАЕМЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ. Возраст кор может быть разным, так как процессы выветривания на Земле после возникновения атмосферы и гидросферы происходили непрерывно. При этом необходимо учитывать, что в каждый отрезок геологического времени суша состоит из территорий, где преобладают те или иные экзогенные процессы. На возвышенных ее территориях происходит денудация (размыв), в понижениях – осадконакопление, и только на относительно выравненных пространствах – образование кор выветривания. С течением времени, благодаря вертикальным колебательным движениям литосферы, тип рельефа меняется. Поэтому на любом участке суши происходит чередование эпох денудации, осадконакопления и корообразования. В связи с этим, установление возраста кор выветривания необходимо для воссоздания истории формирования земной коры в пределах отдельных регионов и целых континентов.

Период времени, в течение которого формировалась ископаемая кора, легко устанавливается, если известен возраст выветриваемых пород и более молодых отложений, перекрывающих кору. Однако нередко сформированные ранее коры в последующем подвергаются повторному выветриванию. В этом случае образуется так называемая **наложенная кора**. Такое сочетание кор разного возраста характерно для выравненных пространств древних платформ всех континентов. Здесь процессы выветривания по общей своей продолжительности превосходят другие экзогенные процессы и поэтому эпохи корообразования могут объединяться или сменять друг друга после относительно небольших перерывов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ особенная. Эти процессы являются начальной, наиболее масштабной и поэтому самой важной стадией всего комплекса не только экзогенных, но и эндогенных преобразований. Благодаря процессам выветривания горные породы, в первую очередь магматические, превращаются в разнообразные осадочные. Такие изменения и последующий метаморфизм осадочных пород, обуславливают **круговорот вещества в пределах литосферы** и

миграцию химических элементов. В результате происходит непрерывное наращивание массы земной коры и общее ее формирование.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ С ПРОЦЕССАМИ ВЫВЕТРИВАНИЯ. При выветривании горных пород образуется целый комплекс полезных ископаемых. Одни из них являются составной частью кор выветривания, а другие в форме переотложенных продуктов образуются на некотором удалении от них. Особая роль принадлежит преобразованиям, которые происходят при выветривании ранее сформированных месторождений и рудопроявлений.

Благодаря химическому выветриванию образуются месторождения каолинитовых, монтмориллонитовых и других глин, бокситов, никелевых, железных, марганцевых и других руд. Выветривание сульфидных месторождений с бедными рудами цветных металлов (например, меди) преобразует их в новые месторождения с богатыми вторичными рудами.

Выветривание пород с густой вкрапленностью устойчивых минералов приводит к возникновению в элювии промышленных концентраций касситерита, шеелита, циркона, монацита и других минералов, используемых для получения соответственно олова, вольфрама, циркония и редких элементов. В результате размыва и переотложения элювия водными потоками образуются речные и прибрежно-морские россыпные месторождения названных выше минералов.

При выветривании бедных месторождений и рудопроявлений алмазов, золота, платины в корах формируются их элювиальные россыпи, в которых содержание этих компонентов значительно выше.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ. Процессы выветривания оказывают существенное влияние на жизнь людей и их практическую деятельность.

В процессе выветривания изменяются физико-механические свойства горных пород. Это вызвано тем, что увеличивается их пористость и вместо твердых минералов появляются мягкие продукты их разложения. Выветрелые породы становятся неустойчивыми в горных выработках, откосах карьеров и естественных обнажениях на поверхности. Они являются той средой, где зарождаются осыпи, обвалы, сели и оползни. В связи с этим важное значение имеет определение прочностных свойств выветрелых пород при проектировании карьеров, расчете конструкций земляных выемок, фундаментов строительных сооружений. Оценка этих свойств производится по коэффициенту выветрелости K_v , который равен отношению величины плотности выветрелой породы к плотности неветрелой такого же состава.

Процессы выветривания особенно активно протекают в подземных выработках. Этому способствует высокая влажность рудничного воздуха, принудительное проветривание выработок и присутствие химически агрессивных шахтных вод. В таких условиях часто происходит об-

рушение выветрелых пород, крепь выработок и шахтное оборудование быстро изнашивается, ржавеет и требует частой замены.

Выветриванию подвергаются и все объекты хозяйственного назначения – мосты, дома, плотины, дорожное покрытие, коммуникации, транспортные средства и т. д. Все они нуждаются в защите от разрушающего их выветривания. В связи с этим применяются разные способы – специальные краски и смазки, особые строительные материалы, различные облицовки.

Положительная роль процессов выветривания состоит в том, что благодаря им многие вредные промышленные отходы химически разлагаются, частично или полностью нейтрализуются.

Контрольные вопросы

1. В чем заключается физическая и химическая сущность процессов выветривания?
2. Назовите основные факторы и виды выветривания.
3. В чем отличие морозного и температурного выветривания?
4. Какие реакции осуществляются при химическом выветривании?
5. Какие условия благоприятствуют химическому выветриванию?
6. Охарактеризуйте понятие "элювий".
7. В чем сущность процессов выветривания?
8. Дайте определение понятию "коры выветривания".
9. Почему образуются разные типы кор выветривания по их составу и строению?
10. Охарактеризуйте роль процессов выветривания в формировании земной коры.
11. Назовите полезные ископаемые, связанные с процессами выветривания.
12. В чем заключается прикладное значение процессов выветривания?

ГЛАВА 10. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Все геологические явления, связанные с деятельностью ветра носят название **эоловых процессов** (эол – бог ветра в древнегреческой мифологии), а образованные ветром осадки – **эоловыми отложениями**.

Содержание главы

Виды ветров

Денудационная работа ветра

Процессы дефляции

Процессы корразии

Эоловый перенос продуктов разрушения пород

Аккумулятивная работа ветра

Эоловые пески и образованные ими формы рельефа

Лессовые отложения

ВИДЫ ВЕТРОВ. Ветер – это движение воздушных масс атмосферы вызванное рядом природных факторов. Основной причиной возникновения ветров является разное атмосферное давление над смежными территориями. Эти различия возникают вследствие неодинакового нагрева поверхности Земли солнечным излучением, обусловленного шарообразной формой планеты, неравномерным распределением материков и океанов, гор и равнин.

Вся совокупность движений воздуха называется **общей циркуляцией атмосферы**. Основным элементом этой циркуляции является постоянное приземное перемещение более тяжелого холодного воздуха из приполярных широт в сторону экваториальных областей, а вытесненного им теплого воздуха в обратном направлении по траектории удаленной от земли.

Постоянно существующий максимум атмосферного давления в субтропических зонах вызывает движение воздуха в приземном его слое к экватору и носит название **пассатов**. Сезонные различия в температуре, а следовательно и в атмосферном давлении между материками и океанами порождают относительно устойчивые воздушные течения – **муссоны**. В летнее время года муссоны с прохладного океана дуют на сушу, а в зимнее – в сторону океана. Движение воздуха днем с моря в сторону более теплой суши, а ночью в обратном направлении называется **бризом**. Этот ветер возникает в связи с неодинаковым нагревом суши и моря в указанное время суток. Существуют также **горно-долинные** ветры, образующиеся вследствие неодинакового нагрева и охлаждения гор и долин в течение дня и ночи.

Огромное влияние на направление, характер и скорость движения воздушных масс оказывает осевое вращение Земли, то есть возникающие при этом ротационные силы. Под влиянием этих сил пассаты отклоняются на запад, а в средних и высоких широтах движущийся к экватору воздух приобретает вращательное движение – по направлению часовой стрелки в южном полушарии и против нее в северном. Так образуются крупные атмосферные вихри – **циклоны**. Их диаметр достигает 1,5–3 тыс. км, передвигаются они с запада на восток и определяют смену погодных условий на пути своего следования.

Особенной разрушительной силой обладают **тропические циклоны**, формирующиеся над океанами между широтами 5 и 20°. Скорость ветра в таких циклонах достигает 300–400 км/ч.

Ветры совершают огромную геологическую работу, особенно значительную на территориях не защищенных растительным покровом – в пустынях, горах, на морских побережьях. Интенсивность ветровой деятельности находится в прямой зависимости от скорости ветра, погодных-климатических условий, рельефа местности и состава пород, образующих поверхность Земли. Ветер может разрушать горные

породы, переносить мелкий обломочный материал, отлагать его в местах, где скорость воздушного потока падает или распределять этот материал на поверхности относительно ровным слоем.

ДЕНУДАЦИОННАЯ РАБОТА ВЕТРА

Денудационная работа ветра, так же как и других подвижных агентов, включает в себя работу по разрушению горных пород и переносу (транспортировке) продуктов разрушения.

Разрушительная работа, производимая ветром, называется **ветровой эрозией** (лат. *эрозио* – разъедание, размывание). Разрушение горных пород ветром может осуществляться двумя способами:

- путем **выдувания** воздушными струями продуктов выветривания и мелких частиц из пород;
- посредством **ударного воздействия** на породы твердыми частицами, которые переносятся ветром.

Первый вид эрозии называется **дефляцией** (лат. *дефларе* – выдувание, развевание), а второй – **корразией** (лат. *корразус* – обтачивание). Естественно, что эти два вида разрушения пород осуществляются одновременно, представляя единое целое процесса ветровой эрозии. Следует заметить, что обтачивание пород твердыми обломками также может производить движущаяся вода и лед (водная и ледовая корразия).

ПРОЦЕССЫ ДЕФЛЯЦИИ. В зависимости от рельефа местности и состава горных пород дефляция может быть: **плоскостной, бороздовой и сотовой (ячеистой).**

ПЛОСКОСТНАЯ ДЕФЛЯЦИЯ особенно интенсивно осуществляется на открытых пространствах. Сильный ветер сдувает незакрепленные частицы пород, почв и переносит их на большие расстояния.

Огромный ущерб плоскостная дефляция приносит сельскому хозяйству, разрушая почвенный слой, сложенный черноземом. Такая эрозия почв в виде так называемых **черных бурь** периодически происходит на сотнях миллионов гектаров Украины, Северного Кавказа, Казахстана, США. Ветром сдувается часть, а на отдельных участках и весь почвенный слой. Защитой от такого бедствия является только растительность на полях и лесозащитные полосы. Одна из сильных черных бурь пронеслась весной 1960 г. на Украине. При скорости ветра в 15-20 м/с в воздух было поднято около 25 км³ почвы. Значительный ущерб Украине нанесла также буря зимой 1969 года.

Другим проявлением плоскостной дефляции является образование в некоторых пустынных областях обширных и достаточно глубоких (до 100-300 м) **котловин выдувания**. Этому способствует определенный состав разрушаемых пород – глин, содержащих мелкие включения

соли. Соль разрыхляет наружный слой глины, так как ее объем периодически изменяется в результате увлажнения и высыхания.

Некоторые исследователи считают, что знаменитые **ваади** – безводные удлиненные понижения в Сахаре и других пустынях – представляют собой переработанные ветром бывшие речные долины.

БОРОЗДОВАЯ ДЕФЛЯЦИЯ происходит вдоль узких ущелий, борозд, промоин, где скорость ветра больше по сравнению с открытыми пространствами. Весь рыхлый материал в таких местах выдувается в первую очередь. Этим объясняется постепенное углубление проселочных дорог, приуроченных к мягким породам. В Средней Азии образованные бороздовой дефляцией дорожные выемки в лессах достигают глубины 6 м, а в Китае до 30 м. Такие дорожные каньоны немецкими учеными названы **хольвегами**.

СОТОВАЯ ДЕФЛЯЦИЯ имеет место на крутых склонах сложенных коренными породами. Такая дефляция носит избирательный характер. Это обусловлено тем, что на отдельных участках процессы химического и физического выветривания пород, в силу неоднородности их состава и крепости, протекают более интенсивно. Выдувание продуктов выветривания на этих участках приводит к их углублению и образованию ячеистой, как у пчелиных сот, поверхности. Размеры таких углублений разные. В случае их расширения образуются **золотые ниши** и **золотые котлы** диаметром до 3–5 м и глубиной до 1–2 м. Такие формы выдувания известны в куэстах Крымских гор, на Кавказе, Тянь-Шане.

ПРОЦЕССЫ КОРРАЗИИ. Ветровая коррозия обладает большой разрушительной силой. Достаточно вспомнить действие пескоструйных аппаратов основой которых является мощная воздушная струя в смеси с песком. Эти аппараты используются в строительстве для очистки стен и камня, в промышленности для обработки металлических изделий после их отливки. Природная ветровая коррозия значительно менее интенсивна и происходит она лишь во время сильных ветров. Однако за периоды времени, измеряемые тысячами и миллионами лет, на поверхности Земли под ее действием происходят существенные изменения.

Коррозия может быть **точечной, бороздящей, плоскостной и сверлящей**. В результате корразии в породах возникают **ниши, борозды, царапины, ячеистые формы**. В слоистых породах интенсивнее истираются и выдуваются более мягкие прослои, в которых возникают ниши. Крепкие прослои образуют выступы – карнизы с отполированными краями. Такие формы можно наблюдать в юрских известняках Чатыр-Дага и в конгломератах горы Демерджи в Крыму, а также во многих других местах.

Максимальное насыщение ветрового потока песком наблюдается в нижней, приземной части до высоты 1–2 м. Поэтому основания отдельных скал обтачиваются быстрее, и становятся тоньше верхних частей. Разнонаправленные ветры отдельно стоящим скалам придают грибообразную форму (рис. 4.3).



Рис. 4.3. Грибовидная форма песчаника, образованная дефляционно-корразионной деятельностью ветра на полуострове Мангышлак

ЭЛОВЫЙ ПЕРЕНОС. Транспортировка обломочного материала – пыли, песка, обломков разной величины – может осуществляться как во взвешенном состоянии, так и путем волочения их по поверхности земли. Тот или иной способ переноса для разного материала определяется силой ветра. При скорости ветра до 6,5 м/с переносятся пыль и мелкий песок. При 10 м/с поднимаются и переносятся песчинки диаметром до 1 мм. При 20 м/с увлекаются частицы до 4–5 мм в диаметре, а при ураганах захватываются и мелкие камешки.

Дальность переноса также различна. Сильные ветры в пустынях выносят за их пределы огромное количество пыли и песка. Так пыль пустынь Африки уносится пассатными ветрами в Атлантику на расстояние до 2500–3000 км. При южных ветрах пыль из Сахары заносится в Средиземное море и южные страны Европы. Перенос песка в большинстве случаев осуществляется путем волочения его по поверхности или скачкообразным способом. Каждая песчинка, поднятая турбулентным воздушным потоком на некоторую высоту, пролетает то или иное расстояние по направлению ветра. Затем она падает и вновь подхватывается ветром. При этом, чем крупнее частица, тем более короткие "прыжки" она совершает.

АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА ВЕТРА

Аккумулятивная работа ветра заключается в многократной сортировке переносимого обломочного материала и в его отложении. Особенности ветровой аккумуляции находятся в зависимости от физико-географических условий, рельефа, силы ветров и их направленности, а также от расположения источников поступления обломочного материала.

Переносимые ветром массы пыли и песка являются в основном продуктом разрушения горных пород, в которых преобладают кварцевые, полевошпатовые, глинисто-слюдистые и известковые частицы. Отложенные ветром в пределах суши эти минеральные массы образуют **эловые континентальные отложения**, которые принято разделять на **пески и лессы**.

ЗОЛОВЫЕ ПЕСКИ. Песчаные золовые осадки возникают в результате перевевания отложений рек, морей, озер, а также продуктов физического выветривания горных пород. Для золовых песков характерны следующие особенности:

- более высокая степень окатанности песчинок;
- лучшая отсортированность по размеру частиц, при которой от 80 до 99 % составляют песчинки размером от 0,05 до 0,25 мм;
- почти полное отсутствие в составе песков пылеватых частиц;
- желтый, коричневый или красноватый цвет;
- косяя, неправильная разнонаправленная слоистость.

Мощность золовых песчаных отложений в современных пустынях может достигать десятков и даже сотен метров.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ЗОЛОВЫХ ПЕСКОВ чрезвычайно разнообразны. Размеры и конфигурация песчаных дефляционно-аккумулятивных тел, а следовательно и форм рельефа, которые они образуют, зависят от многих факторов. Главные из них – это особенности первичного рельефа местности и масса перевеваемого песка, а также наличие растительности, характер ветрового режима (сила ветров и изменчивость их направлений). Так, в соответствии с классификацией Б.А. Федоровича разнообразие золовых песчаных форм обусловлено сочетанием двух основных факторов – определенных ландшафтных зон и режимов ветров. Песчаные зоны подразделяются на три типа ландшафтов:

- **тропические пустыни;**
- **полузаросшие внетропические пустыни;**
- **плоские побережья морей, озер и террасы крупных рек.**

Ветры, в зависимости от их режима в течение годового цикла, отнесены к трем основным видам:

- **постоянные однонаправленные (пассатного типа) (→);**
- **периодические, противоположно направленные (мусонного типа) (→←);**
- **периодические разнонаправленные (→←↑↓).**

В тропических пустынях однонаправленный ветер создает **барханы**, а дующий в двух встречных направлениях – **цепи барханов**. При разнонаправленном ветре образуются **сложные барханы** (пирамидальные, комплексные).

Барханы – это асимметричные песчаные тела, форма которых отражает условия их формирования (рис. 4.4). Рост бархана начинается у какого-либо препятствия (куста, камня), где скорость ветра замедляется и переносимый им песок начинает накапливаться. Постепенно формируется и характерная форма бархана. Барханы под действием ветра одного направления перемещаются. В течение года небольшие барханы могут пройти путь в сотни, а большие в десятки метров. Наступление песков (золовая трансгрессия) на освоенные человеком территории

происходит повсеместно. Это требует применения специальных мер защиты.

Цепи барханов, состоящие из объединения многих форм, вытянуты перпендикулярно к формирующим их ветрам встречных направлений. Цепи барханов образуются в условиях достаточного количества песчаного материала. Высота больших барханных цепей в пустынях Средней Азии достигает 60-70 м, в Центральной Азии до 100-150 м, а длина до 20 км.

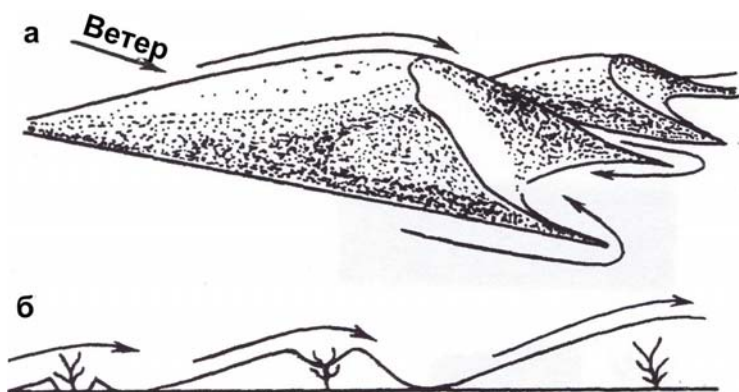


Рис. 4.4. Бархан (а) и схема его образования (б)

В полузасорших тропических пустынях однонаправленный ветер образует мелко- и крупногрядовые песчаные формы, вытянутые по направлению ветра. Ветры встречных направлений формируют лунковые и поперечногрядовые пески, а разнонаправленные ветры – ячеистые, пирамидальные, решетчатые формы.

На побережьях морей, озер, крупных рек однонаправленный ветер, дующий к берегу, формирует преимущественно вдольбереговые песчаные формы. При других режимах ветров образуются одиночные и групповые полукруглые и кольцевые дюны. **Вдольбереговые дюны** – это удлиненные холмы и гряды вытянутые параллельно береговой полосе. Образуются они в результате перевевания ветром прибрежного песка в сторону суши. Дюны постепенно перемещаются, так как ветер переносит песок с их наветренной стороны на противоположный подветренный склон. По мере того как дюна удаляется от берега, на освободившемся месте формируется новая дюна. Так образуются цепи параллельных дюн.

Приведенное описание форм рельефа, которые образуют эоловые пески, не отражают всего их разнообразия и механизмов формирования. Более полные сведения приведены в учебнике Горшкова Г.П. и Якушовой А.Ф. Там же дана характеристика различных типов пустынь и различных проявлений эоловых процессов.

ЛЕССОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. Лесс – это желтая или серовато-желтая неслоистая, местами неяснослоистая горная порода, в составе которой

преобладают частицы пыли от 0,5 до 0,01 мм. Для лесса характерны:

- высокая пористость (42-50 %);
- наличие системы коротких вертикальных канальцев, оставленных корнями растений;
- присутствие мелких известковых стяжений (журавчиков);
- способность образовывать в обнажениях вертикальные уступы;
- покровный характер залегания на подстилающих породах;
- большие просадки при увлажнении за счет уплотнения.

Лессы мощностью от нескольких до 100–150 м широко распространены в Китае, Средней Азии, западных полупустынных районах США и в других местах. На Украине лессы мощностью до 50-60 м покрывают более 60 % территории. Здесь они называются лессовидными суглинками, но от типичных лессов по основным признакам не отличаются.

Предметом дискуссии был вопрос о происхождении лессов. Предлагались разные гипотезы его образования – за счет деятельности ветра, временных водных потоков, процессов выветривания и почвообразования. В настоящее время никто не сомневается в том, что основная роль принадлежит эоловым процессам. Ветры, постоянно дующие со стороны пустынь и безлесых гор, приносят огромное количество пыли, которая оседает на прилегающих обширных территориях и постепенно накапливается в больших количествах. Об этом свидетельствует характер распространения лессов, покрывающих относительно равномерным слоем водоразделы, их склоны и древние надпойменные террасы современных рек. Естественно, что в процессе накопления лессовой пыли на отдельных площадях происходило ее переотложение дождевыми потоками, а на выровненных участках шло образование почв. Некоторые исследователи отводили этим процессам ведущую роль и поэтому появились разные гипотезы происхождения лессов. Что касается украинских лессов, то их образование связывают с антропогенным оледенением, распространившимся с севера Европы вплоть до центральных областей Украины. Холодный плотный воздух стекал с ледника и в виде постоянных ветров (фенов) переносил в южном направлении пыль, которая образовывалась в процессе выветривания грубообломочных и песчано-глинистых ледниковых отложений.

Контрольные вопросы

1. *Какие виды ветров Вам известны и почему они возникают?*
2. *Объясните сущность процессов дефляции и корразии?*
3. *В чем заключается денудационная деятельность ветра?*
4. *Охарактеризуйте понятие "эоловые отложения".*
5. *Что такое песчаные барханы, гряды, дюны и где они образуются?*
6. *Как формируются лессовые отложения?*

Глава 11. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД

К поверхностным текучим водам относятся воды, стекающие с поверхности суши – от мельчайших струек на склонах во время дождя и таяния снега до водотоков в оврагах и долинах ручьев, рек. Все эти движущиеся воды совершают большую разрушительную и созидательную работу, в результате которой происходит выравнивание суши и общее ее снижение. Образующиеся при разрушении горных пород обломки и растворимые вещества поверхностными водами переносятся на большие расстояния, сортируются и в итоге попадают в конечные водоемы стока – озера, моря, океаны. Здесь эти продукты в виде минеральных осадков различного состава откладываются на дне, а затем преобразуются в осадочные горные породы.

Содержание главы

Виды и формы стока поверхностных вод

11.1. Деятельность временного водного стока

Работа площадного стока – денудационная и аккумулятивная

Работа временного руслового стока

Образование и развитие оврагов

Русловый сток в горных условиях

11.2. Деятельность рек

Денудационная и аккумулятивная работа рек

Эрозионные процессы в реках

Перенос осадочного материала в реках

Образование речных отложений

Развитие речных долин

Строение долин

Стадии и циклы развития долин

Устьевые части рек (дельты и эстуарии)

Полезные ископаемые, связанные с деятельностью поверхностных текучих вод

ВИДЫ И ФОРМЫ СТОКА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД. Сток поверхностных вод в зависимости от его устойчивости во времени и условий формирования может быть двух видов:

- **временный сток** осуществляется только в период выпадения атмосферных осадков или активного таяния снега;
- **постоянный (речной) сток** происходит непрерывно, так как питание его обеспечивается разными источниками, не связанными непосредственно с выпадающими осадками.

Во время дождя вода с возвышенных участков стекает по-разному. Вначале по всей площади склонов перемещаются капли, струйки и водяные пленки. Такая начальная **форма стока** называется **площадной**. В

дальнейшем воды, стекающие с противоположных склонов, сливаются и образуют водоток, который устремляется вниз по дну понижения разделяющего склоны. Эту форму стока поверхностных вод называют **линейной** или **русловой** (рис. 4.5).

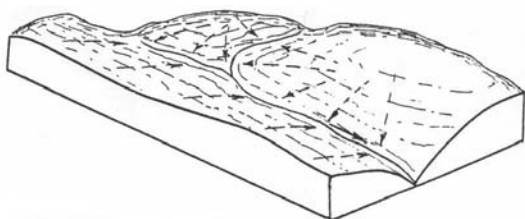


Рис. 4.5. Схема площадного (пунктирные стрелки) и линейного (руслового) стоков поверхностных текучих вод

Работа поверхностных текучих вод пропорциональна массе стекающей воды и скорости ее течения. Скорость течения определяется крутизной (уклоном) склона. Деятельность стекающих вод складывается из смыва и размыва (**эрозии**) горных пород, перемещения (**транспортировки**) продуктов разрушения и отложения (**аккумуляции**) их в понижениях рельефа.

11.1. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВРЕМЕННОГО ВОДНОГО СТОКА

Геологическая работа временного площадного и руслового стоков характеризуются своими особенностями. В среднем на планете масса воды, стекающей в форме площадного и руслового стока, составляет лишь небольшую массу выпадающих атмосферных осадков. Основная часть этих осадков возвращается в атмосферу в результате испарения, а также просачивается (инфильтруется) в рыхлые грунты, почвы и горные породы, пополняя запасы подземных вод.

РАБОТА ПЛОЩАДНОГО СТОКА

Количество стекающей с каждого склона воды зависит от климатических и погодных условий, наличия растительности, состава пород, крутизны, протяженности и формы склона.

ДЕНУДАЦИОННАЯ РАБОТА ПЛОЩАДНОГО СТОКА. Эта работа осуществляется на склонах за счет энергии движения мелких струек воды. Энергия таких струек невелика. Поэтому их работа проявляется преимущественно в перемещении глинистых, алевритовых и песчаных частиц, которые образуются на склонах при выветривании горных пород. Этот процесс называется **плоскостным смывом** или **плоскостной эрозией**. На обрабатываемых склонах такой вид эрозии приносит большой вред почвам, так как смывается их верхний, наиболее плодородный слой, обогащенный гумусом.

Следует также учесть, что в механизме плоскостного смыва определенную роль выполняют и постоянно действующие на скло-

нах силы гравитации. С увеличением крутизны склонов роль этих сил возрастает. Так, на крутых склонах возможно осыпание грунтов и без участия воды в этом процессе. Поэтому плоскостную эрозию необходимо рассматривать как результат совместного действия площадного водного стока и сил гравитации. Именно такое сочетание сил имеет место при смещении более крупных обломков. Стекающая вода оказывает давление на обломки и вымывает из-под них мелкие частички. Это выводит обломки из состояния покоя, и под действием сил гравитации они смещаются на какое-то расстояние вниз по склону.

АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА ПЛОЩАДНОГО СТОКА. Накопление смываемых продуктов выветривания осуществляется в нижней части (у основания) склонов – там, где они становятся более пологими. Такие накопления называются **делювиальными** или **делювием** (лат. *делуо* – смываю). В делювиальных отложениях может преобладать разный по составу обломочный материал. У основания крутых, лишенных растительности склонов, в делювии преобладает грубообломочный материал – щебень, дресва, песок, а вдоль пологих склонов – преимущественно алеврито-глинистый.

Обломочный материал в делювии обычно плохо отсортирован. Местами в нем намечается неясная тонкая слоистость. В составе делювия преобладают супеси и суглинки, в разной степени обогащенные крупным песком, дресвой и щебнем. Мощность делювиальных отложений зависит от крутизны и протяженности склонов, состава пород, а также других факторов. Она может достигать 10 – 15 м и более. При этом в поперечном сечении делювиальные тела имеют линзовидную форму, так как вверх и вниз по склону они выклиниваются (рис. 4.6). Делювиальные отложения развиты вдоль всех современных склонов, которые образованы горными хребтами, холмами, долинами рек, балок, оврагов.

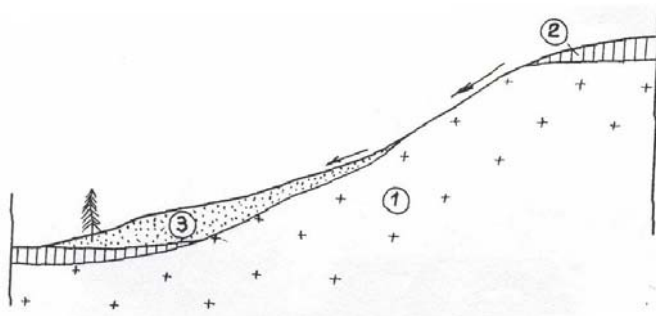


Рис. 4.6. Схема образования делювиальных отложений у основания склонов:

- 1 – коренные породы,
- 2 – элювий, 3 - делювий

РАБОТА ВРЕМЕННОГО РУСЛОВОГО СТОКА

Работа временного руслового стока в равнинных и горных условиях отличается своими особенностями. Денудационная деятельность такого стока в пределах равнин обычно приводит к образованию **оврагов и балок**, а в горных местностях – **сухих русел** на склонах. Это различие

обусловлено отсутствием на горных склонах достаточного количества легко размываемых грунтов, а также большой протяженностью и особой формой склонов.

ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ОВРАГОВ. Образование оврагов начинается на наиболее крутых участках склонов в нижней их части. Это вызвано тем, что величина и скорость площадного стока в этих местах наибольшие. Здесь даже незначительные продольные углубления аккумулируют в себе стекающие воды, преобразуя их в струи. Обладая достаточной разрушительной силой, такие струи быстро размывают грунты, по которым они протекают. Со временем в таких углублениях образуются **промоины** или **рытвины**, которые постепенно углубляются, удлиняются вверх по склону, расширяются и превращаются в молодые овраги (рис. 4.7).

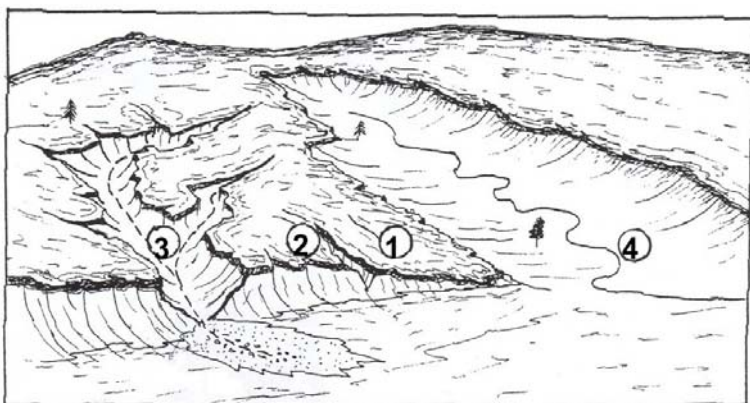


Рис. 4.7. Эрозионные формы на склоне:

1 – борозда, 2 – рытвина, 3 – молодой овраг, 4 – старый овраг, преобразующийся в балку

Самая верхняя часть молодого, растущего оврага часто представляет собой отвесный обрыв – **вершинный перепад**. Во время дождя здесь возникает водопад, который углубляет русло оврага и подрезает обрыв вершинного перепада. В результате перепад обрушивается и смещается выше по склону. Таким образом, овраг растет снизу вверх и, нередко выходя за пределы склона, продолжает свое развитие на водораздельном пространстве. Такое развитие оврага происходит в результате так называемой **попятной** или **регрессивной эрозии**.

В развитии оврага можно выделить четыре стадии.

Первая стадия – образование рытвин на склоне.

Вторая стадия начинается с момента образования вершинного перепада, высота которого может достигать 2 – 10, реже 12 – 15 м. Русло оврага отличается большой крутизной и невыравненностью. Оно продолжает интенсивно углубляться, но при этом начинает выполаживаться.

Третья стадия (стадия зрелости) наступает после того как устье оврага выходит на один уровень с дном долины, куда он впадает. Продольный профиль дна оврага постепенно выравнивается, но V – образный поперечный профиль его сохраняется. В этот период на крутых склонах бортов оврага могут образовываться боковые овражные ответвления (**отвершки**).

Четвертая стадия (стадия затухания) наиболее длительная. На этой стадии постепенно прекращается углубление русла (донная эрозия), сглаживается вершинный перепад и борта оврага. Они зарастают растительностью. Прибортовая часть оврага заполняется делювиальными отложениями, на дне его накапливаются осадки (овражный аллювий) и овраг превращается в **балку**.

Когда дно оврага достигает уровня подземных вод, то возникает постоянный водоток – ручей. Это приводит к углублению, расширению, удлинению оврага. В последующем овраг может преобразоваться в балку, долину ручья или реки.

Продольный профиль дна оврага непрерывно изменяется. На конечной стадии развития он представляет собой плавную вогнутую кривую, постепенно выполаживающуюся от истока к устью (рис. 4.8). Такой профиль называется **профилем равновесия**. Это означает, что на любом участке дна оврага существует динамическое равновесие между крепостью пород и размывающей способностью воды, зависящей от ее количества и скорости течения.

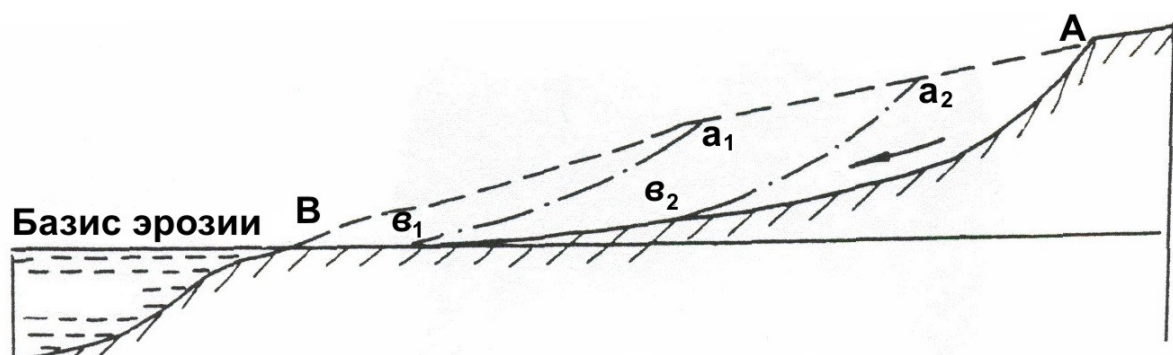


Рис. 4.8. Схема формирования продольного профиля равновесия оврага или реки:

Вв₁а₁, Вв₂а₂ – промежуточные продольные профили русла водотока; Вв₂А – продольный профиль равновесия; Ва₁а₂А – исходный профиль рельефа местности

Если при изменениях климата интенсивность атмосферных осадков увеличивается, то количество и скорость течения воды в овраге также возрастает. В результате донная эрозия в среднем и верхнем течении оврага возобновится, и он со временем обретет новый профиль равновесия. Таким образом, **профиль равновесия отражает уровень, ниже которого при существующих климатических условиях дно оврага углубляться не может.**

В отличие от основного русла, устье оврага ни при каких изменениях климата не может углубляться ниже дна долины, на склонах которой он развивается или поверхности воды в водоеме, куда он впадает. Такие уровни называются **базисом эрозии** оврага. Естественно, что базисом эрозии для овражных отвершков является уровень дна основного

оврага в точке их соединения. Соответственно, для рек базисом эрозии является уровень моря, в который они впадают.

Образование и развитие оврагов зависит от особенностей климата, рельефа местности, состава горных пород и других факторов. Оврагообразование особенно активно происходит в условиях расчлененного рельефа, на склонах возвышенностей, вдоль крутых бортов речных долин и морского побережья. Овраги быстро растут в легкоразмываемых породах – в лессах и суглинках, медленнее в глинах и других осадочных породах, еще медленнее в выветрелых магматических и метаморфических образованиях. Развитию оврагов способствует вырубка лесов, распахивание крутых склонов, грунтовые дороги на них.

Оврагообразование приводит к осушению территорий, так как дренируются подземные воды и увеличивается испарение грунтовой влаги. Все это вызывает понижение уровня грунтовых вод и постепенное исчезновение растительности. За этим следуют процессы выветривания и эрозии почв, в результате чего плодородные земли превращаются в пустыри.

Борьба с оврагообразованием может осуществляться путем регулирования стока атмосферных вод с помощью бетонных дренажных канав, укрепления склонов лесонасаждением и устройством террас, сооружения запруд по руслу оврага, заваливания его верховьев бутовым камнем и т.д.

РУСЛОВЫЙ СТОК В ГОРНЫХ УСЛОВИЯХ. Этот вид стока осуществляется вдоль густой сети сухих русел, расположенных на склонах. Во время ливней в такие русла и их притоки попадает вода с окружающих склонов (водосборных площадей). Вместе с водой со склонов в русла поступают продукты выветривания пород в виде щебня, дресвы и песчано–глинистого материала. Быстро движущийся по руслу водно–грязевой поток может транспортировать не только щебень, но и крупные глыбы. Это способствует интенсивному разрушению пород в самом русле, углублению его и, соответственно, увеличению количества переносимого обломочного материала.

При выходе на предгорную равнину или на плоскую долину основной реки скорость потока резко падает, он разливается в виде веера и откладывает принесенный обломочный материал. Так образуется **конус выноса** или **сухая дельта** временного потока (рис. 4.9). В краевых частях конуса откладывается наиболее мелкий алеврито–глинистый материал, а в сторону основного русла размер обломков в отложениях закономерно увеличивается. Вынос обломочного материала происходит после каждого ливня, что приводит к расширению конусов выноса и их слиянию с соседними конусами. В разрезе отложений конусов выноса отмечается незакономерное чередование слоев и линз, состоящих из обломков разного гранулометрического состава. Отложения временных русловых потоков называется **пролювиальными** или **пролювием**.

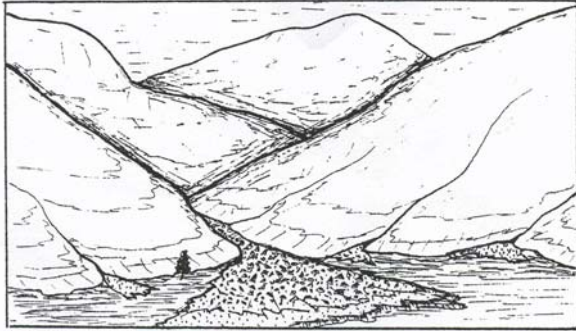


Рис. 4.9. Конус выноса временного водотока

В горных речных долинах, обладающих большими водосборными площадями (бассейнами), после сильных ливней или таяния снега иногда возникают бурные грязекаменные потоки - **сели**, обладающие огромной разрушительной силой. Диаметр переносимых обломков может измеряться метрами. Такие опустошительные потоки, сметающие все на своем пути, в Средней Азии и на Кавказе называются **селями**, а в Альпах – **мурами**.

Селевые потоки также являются следствием схождения с гор снежных лавин и ледников, образующих завалы в речных долинах. Выше завалов возникают горные озера. Когда завалы прорываются, стремительный поток способен вызвать большие разрушения.

Прогнозирование селей имеет важное практическое значение. По наиболее крупным глыбам в селевых отложениях можно судить о мощности и разрушительной силе потока.

11.2. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ РЕК

Река – это постоянно действующий водный поток, протекающий в долине и обладающий протяженностью от нескольких до тысяч километров. Каждая река на разных ее участках характеризуется количеством протекающей воды и ее уровнем, а также скоростью течения. Особенности сезонных изменений этих параметров определяют **режим реки**.

Режим реки зависит от физико-географических условий местности, то есть от источников поступления воды в реку (способов питания). Например, преимущественно **снеговое питание**, составляющее до 70 % годового стока, у рек Украины и европейской части России. **Ледниковое** питание преобладает у рек, стекающих с высоких гор. Питание **за счет дождей** характерно для рек Дальнего Востока (до 80 % стока). Смешанный тип питания у рек, расположенных в промежуточных зонах. Для всех рек в той или иной мере характерно **питание за счет подземных вод** (в Украине в среднем 5 – 15 % годового стока).

В зависимости от способа питания и климатических условий в определенные периоды года на реках устанавливается максимальный (**половодье**) и минимальный (**меженное время, межень**) уровни воды. Во время половодья равнинная река выходит из берегов и заливают обширное

плоское пространство своей **поймы**. На реках также наблюдаются **паводки**, вызванные обильными затяжными дождями. Количество воды в половодье увеличивается в среднем в 5 – 20 раз по сравнению с меженью.

Скорость течения в реке зависит от количества воды, протекающей в русле за единицу времени, уклона и формы русла. **Движение воды** в реках является преимущественно **турбулентным** (вихревым) и только на отдельных участках с небольшими уклонами – **ламинарным** (струйчатым). Средняя скорость течения равнинных рек 0,5 – 0,6 м/с, а у особенно крупных (Волга, Днепр) – до 1 м/с и более. В горных реках скорость течения достигает 3 – 5 м/с и более. В половодье скорости увеличиваются в 2 – 3 раза по сравнению с меженью. Скорость течения у берегов и вдоль всего дна меньше, чем в наиболее глубокой срединной части речного потока – его **стрежне**. Это вызвано трением между движущейся водой и дном. В узких местах реки скорость течения увеличивается и замедляется в расширенных – **плесах**.

В строении реки различают ее **исток, русло, устье и притоки**. Поверхность, по которой течет река, называется **речным ложем**. Река вместе с притоками образует **водосборную площадь** или **бассейн реки**. Границы между бассейнами рек, проходят по горным хребтам и возвышенностям и называются **водоразделами**.

Базисы эрозии рек, как отмечалось ранее – это уровни воды в тех водоемах, куда реки впадают. Для притоков такими базисами являются места их сочленения с основным руслом. Для всех водотоков суши единым, **абсолютным базисом эрозии** является уровень Мирового океана (поверхность геоида).

ДЕНУДАЦИОННАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА РЕК

Денудационная работа рек включает эрозионную и транспортирующую составляющие.

ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В РЕКАХ. Эрозионные процессы осуществляются путем механического воздействия водного потока на горные породы и их растворения. Способность водотока производить разрушительную и транспортирующую работу определяется его кинетической энергией (живой силой), которая пропорциональна массе и скорости протекающей за единицу времени воды.

Разрушение горных пород ложа реки осуществляется под действием **абразии, гидравлического выпахивания и растворения**. Абразия – это механическое разрушение пород под действием ударов и трения обломков, переносимых водотоком. Гидравлическое выпахивание осуществляется за счет расклинивающего и подъемного действия движущейся воды. Водоток способен разрыхлять, поднимать и увлекать в движение кусочки твердой породы. Растворяющее действие воды уси-

ливаются содержащимися в ней диоксидом углерода, органическими кислотами и другими веществами.

Река на протяжении всего периода своего существования формирует понижение, в котором она протекает – **речную долину**. Основная роль в образовании долины принадлежит эрозионным процессам. При этом различают **донную эрозию** или **глубинную**, направленную на врезание потока в горные породы склона, и **боковую эрозию**, ведущую к подмыву берегов и расширению долины.

ДОННАЯ ЭРОЗИЯ преобладает в начальный период жизни реки, когда вся ее энергия направлена на углубление своего русла. При этом интенсивность донной эрозии со временем снижается, так как уклон русла по мере его углубления уменьшается. Продольный профиль долины реки становится пологим. В устье он выходит на один уровень с базисом эрозии реки, и донная эрозия здесь прекращается. Постепенно этот процесс по закону пятащейся (регрессивной) эрозии распространяется вверх по течению. Прекращение эрозии практически на всем протяжении реки (за исключением ее верховьев) свидетельствует об установлении динамического равновесия между энергией потока и механической устойчивостью (прочностью) пород, слагающих его ложе. В такой период продольный профиль реки соответствует **профилю равновесия** (см. рис. 4.8).

Приведенное описание отражает лишь общую схему развития эрозии. В нем не приняты во внимание важные геологические особенности – состав пород, по которым река прокладывает свою долину, наличие притоков, тектонические движения и т.д. Все эти факторы вносят свои коррективы в процесс достижения рекой профиля равновесия. Например, наличие на отдельных участках реки высокопрочных пород приводит к образованию в этих местах **порогов и водопадов**. В этом случае продольный профиль долины представляет собой не единую плавную, а ломаную кривую. Пороги и водопады в таких условиях выполняют роль **промежуточных** или **местных базисов эрозии**. Кроме того, каждый приток реки применительно к его базису эрозии вырабатывает свой профиль равновесия.

Таким образом, донная эрозия и формирование долины реки в разных ее частях происходит по-разному. И лишь со временем, когда разрушаются промежуточные базисы эрозии, река вырабатывает единый профиль применительно к главному своему базису.

БОКОВАЯ ЭРОЗИЯ направлена на подмыв берегов. В определенной степени этот вид эрозии осуществляется одновременно с глубинной. При этом роль боковой эрозии постепенно возрастает. По мере приближения продольного профиля реки к равновесному состоянию вся энергия реки направлена на боковую эрозию. В результате берега реки подмываются, долина ее расширяется и формируется пойма.

Еще одним источником энергии, вызывающим боковую эрозию, могут быть так называемые **силы Кориолиса**. Они действуют на тела (в том числе на воду в реке, поезда и т.д.), которые перемещаются в мери-

диональном направлении и пересекают разные по величине энергетические зоны планеты, обусловленные закономерным уменьшением линейной скорости вращения Земли в направлении от экватора к полюсам. Вследствие этого в северном полушарии правые берега рек, текущих в меридиональном направлении, подмываются более интенсивно и становятся более крутыми. Следует заметить, что это далеко не всегда имеет место, так как строение берегов в большей степени зависит от состава пород, условий их залегания, тектонического строения района.

ПЕРЕНОС ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В РЕКАХ. Транспортировка продуктов разрушения пород ниже по течению реки может осуществляться двумя способами. Крупные обломки перекачиваются и перетаскиваются по дну, а более мелкий алеврит – глинистый и мелкопесчаный материал переносится преимущественно во взвешенном состоянии. Общее количество материала, переносимого такими способами, составляет так называемый **твердый сток реки**.

Количество материала, находящегося в воде во взвешенном состоянии, определяет ее **мутность**. Так вода самой мутной реки Хуанхэ содержит до 34 кг взвеси в 1 м³, а воды открытого океана содержат лишь 0,1 мг/л. Река Амазонка, например, ежегодно выносит в океан около 1 млрд. т взвеси.

Около 40% всего переносимого реками материала составляют растворенные в воде вещества. Их масса характеризует **химический сток реки**. Основную его часть представляют легкорастворимые соли (NaCl, KCl, MgSO₄, CaSO₄), карбонаты (CaCO₃, MgCO₃, NaCO₃), а также различные соединения железа, фосфора, марганца.

Максимальный размер транспортируемых обломков определяется скоростью течения реки. Так, при скорости 0,3 м/с может переноситься мелкий песок, при 1,2 м/с – мелкая галька, при 2,4 м/с – валуны до 20 см в диаметре. Установлено, что при увеличении скорости потока в 2 раза его транспортирующая способность возрастает в 64 раза, а при трехкратном увеличении – в 729 раз. Это соответствует закону Эри, согласно которому веса влекомых по дну обломков пропорциональны скорости потока в 6^{ой} степени.

В процессе транспортировки обломки сортируются по величине и форме, истираются и шлифуются, приобретая округлые (окатанные) формы. Этот процесс называется **корразией** (лат. *коррадере* – соскребать, скоблить). Так, галька, массой 40 г, состоящая из песчаника, полностью истирается в среднем на протяжении 10–15 км речного пути; из глинистого сланца на протяжении 30–40, известняка – 40–80, гранита – 250–300 км.

ОБРАЗОВАНИЕ РЕЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. Накопление осадков в реке происходит одновременно с эрозией и переносом, но только на тех ее участках, где скорость течения уменьшается и переносимый обломочный материал выпадает в осадок. При этом в начальный период разви-

тия реки такие отложения неустойчивы. Они многократно перемываются и перемещаются вниз по течению. По мере выработки рекой профиля равновесия на дне долины накапливается все более устойчивые, то есть не перемещаемые осадки.

Отложения речных долин называются **аллювиальными** и или просто – **аллювием** (лат. *аллювио* – нанос, намыв). В равнинных реках эти отложения состоят из глинисто – алевритовых и песчаных осадков, в которых присутствует то или иное количество органических остатков. При этом на разных участках долины – в русле, пойме, истоках и низовьях – формируется своеобразный комплекс аллювиальных отложений, отличающихся по структурным и текстурным признакам, мощности и характеру распространения.

РАЗВИТИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

В этом разделе рассматривается механизм и условия образования основных морфологических элементов речных долин, определяющих их внешнюю форму и внутренне строение.

СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН. Речные долины на начальном этапе их формирования в поперечном сечении имеют V – образную форму. Плоские поймы и устойчивые аллювиальные отложения в них отсутствуют. Объясняется это тем, что в начальный период в реке преобладает глубинная эрозия, русло быстро врезается в породы склона, а образующиеся крутые борта долины намного медленнее разрушаются плоскостным смывом. Особенно наглядно этот процесс проявляется в горных условиях. Здесь, если русло пересекает малопрочные породы или приурочено к разломам, то образуются **теснины** или **щели** с субвертикальными стенками, а также **ущелья и каньоны**. Так, река Колорадо в Северной Америке образовала каньон глубиной до 2000 м.

По мере приближения продольного профиля реки к равновесному состоянию скорость течения уменьшается, донная эрозия замедляется и усиливается боковая. Первичная извилистость русла, обусловленная неоднородностью состава пород, условиями их залегания и особенностями тектонического строения, неизбежно становится причиной всех последующих изменений в долине реки.

Так, участки вогнутого берега являются не только преградой на пути речного потока. Здесь и скорость течения увеличивается, так как воды, протекающие непосредственно вдоль дугообразного берега проходят большее расстояние по сравнению с водами на других участках реки. Поэтому эрозия вогнутого берега и примыкающего к нему дна реки значительно усиливается. Река здесь становится глубокой, отступающий берег обрывистым, а долина реки более широкой.

Главной особенностью является то, что в пределах глубоководного участка вогнутого берега в верхней части речного потока сохраняется

продольная вдольбереговая циркуляция вод, а в придонной части – поперечная. Благодаря этой поперечной циркуляции к противоположному выпуклому берегу реки выносятся продукты разрушения пород, из которых формируется **прирусловая песчаная отмель** (рис. 4.10).

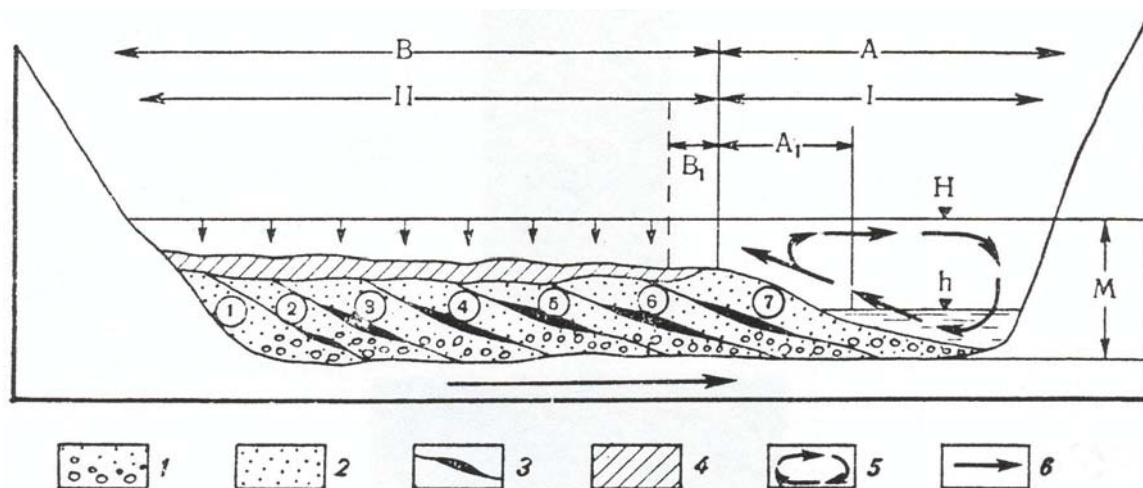


Рис. 4.10. Схема формирования прирусловой отмели (по Е.В. Шанцеру):

А – русло (A_1 – русловая отмель); В – пойма (прирусловый вал); Н – уровень полых вод; h – уровень межени; М – нормальная мощность аллювия; I – зона намывания влекомых наносов поперечными циркуляционными токами; цифры в кружках (1 - 7) – последовательно образующиеся слои руслового аллювия; II – зона осадения взвешенных наносов. Русловый аллювий: 1 – грубозернистые пески, гравий и галька; 2 – мелко- и тонкозернистые пески; 3 – прослой заиления; 4 – пойменный аллювий; 5 – токи поперечной циркуляции в русле; 6 – направление смещения русловой ложбины в ходе накопления аллювия

Воды продольной циркуляции после выхода их из вогнутой зоны устремляются к противоположному берегу и подмывают его. Образуется новая вогнутость, которая, как и первая, направляет поток к противоположному берегу реки. Процесс такого поочередного смещения водного потока к противоположным берегам распространяется вниз по течению реки. Постепенное расширение и увеличение кривизны подмываемых вогнутых участков берега и наращивание русловых отмелей приводит к образованию крупных **излучин русла реки – меандр**. Когда прирусловые отмели расширяются и большую часть года водой не покрываются, начинается развитие **поймы (пойменной террасы реки)**. Пойма – это горизонтально–плоская часть долины реки, частично или полностью заливаемая водами реки в половодье.

С развитием поймы изменяется поперечный профиль долины. Он становится **плоскодонным** (корытообразным) (рис. 4.10). Ширина пойменных долин крупных равнинных рек достигает 10 – 15 км и более.

Меандры развиваются не только в сторону берегов, но и вниз по течению. В долинах равнинных рек они часто образуют петли с узкими

перешейками, которые в половодье нередко размываются. Река в таких местах спрямляет свое русло, а отделенные от реки изгибы старого русла превращаются в пойменные озера – **старицы** (рис. 4.11). Со временем старицы могут высыхать или зарастать растительностью, превращаясь в болота.

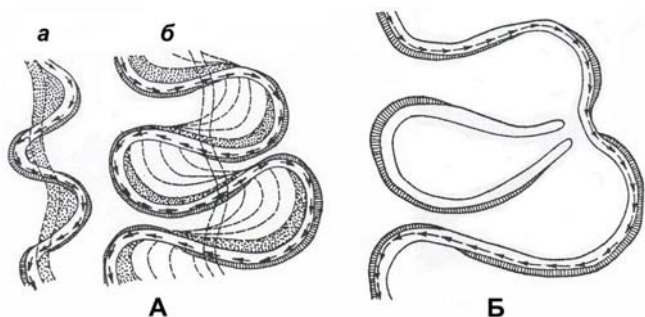


Рис. 4.11. Схема последовательного смещения речных меандр по мере их увеличения (А) и образования из них стариц – озер, приуроченных к дугообразным изгибам старого русла (Б): а – начальная стадия; б – развитие меандр в более поздних стадиях

Аллювиальные отложения, заполняющие долину, различны по условиям и времени образования. Они характеризуются определенной формой тел, мощностью и особенностями распространения.

Как следует из схемы, представленной на рисунке 4.10, боковое смещение русла и наращивание прирусловой отмели образует песчаную толщу **руслового аллювия**, выстилающего дно долины. На поверхности этого аллювия во время половодий отлагаются супеси и суглинки, в которых после спада воды происходят почвообразовательные процессы. Эти отложения называются **пойменным аллювием**. В пределах поймы, в застойных водах стариц накапливается **старичный аллювий** – черные, пересыщенные органикой суглинки и супеси, местами перекрытые слоем торфа.

Нормальная мощность аллювиальных отложений равнинных рек изменяется от 10 – 15 до 30 м. Значительно большие мощности аллювия накапливаются в условиях тектонического погружения. В разрезе таких толщ комплексы руслового, пойменного и старичного аллювия повторяются.

СТАДИИ И ЦИКЛЫ РАЗВИТИЯ РЕЧНЫХ ДОЛИН. Речная долина в своем развитии проходит определенные **стадии**. Однако, в жизни реки по тем или иным причинам одни и те же стадии могут повторяться, оставляя свой след в строении долины. Такое повторяющееся развитие долины называется **циклическим**.

СТАДИИ РАЗВИТИЯ ДОЛИН по существу уже охарактеризованы ранее. Основных стадий две: **первая – стадия молодости, а вторая – зрелости**. На первой стадии преобладает глубинная эрозия и формируется V – образный профиль долины. Второй стадии соответствует близкий к равновесию продольный профиль дна долины и хорошо развитая пойма реки. Следует подчеркнуть – именно присутствие нормально развитого пойменного аллювия является свидетельством того, что долина в

своих преобразованиях достигла зрелой стадии, и донная эрозия в ней может происходить только в верховьях реки.

Стадия зрелости не может начаться одновременно на всем протяжении реки. Хотя бы в силу того, что река посредством попятной эрозии непрерывно распространяется в сторону более возвышенных участков суши, расширяя свой бассейн. Поэтому разные части реки – ее устье, среднее течение и верхнее – в одно и то же время могут пребывать на разных стадиях развития. При этом в стадию зрелости первой входит устьевая часть реки и постепенно этот процесс продвигается вверх по течению. В связи с этим изучение долины обычно производится по частям – соответственно отдельно в **нижнем, среднем и верхнем течении реки**.

Когда зрелая стадия развития распространяется на всю речную долину, включая притоки, начинается продолжительный этап в жизни реки – **стадия старения**. На этой стадии происходит дальнейшее расширение долины за счет боковой эрозии, а также плоскостной смыв ее бортов. Этот процесс, протекающий и в смежных речных долинах, приводит к общему снижению и выравниванию рельефа на огромных территориях. Образуется относительно выравненная волнистая или холмистая (в зависимости от крепости пород) равнина – **пенеплен** (фр. – почти равнина).

Последовательная смена всех стадий развития реки может происходить только в условиях тектонической стабильности, то есть при отсутствии существенных колебательных движений земной коры в пределах территории, по которой река протекает. Это объясняется тем, что в данном случае высотное положение истоков реки остается неизменным по отношению к базису ее эрозии.

Восходящие и нисходящие движения литосферы могут изменить высотное положение любого участка реки, и этим увеличить или уменьшить уклон ее русла. В результате на соответствующих участках долины возрастает или снижается скорость течения в реке и соответственно усиливается или затухает глубинная эрозия.

Крупные реки берут начало на возвышенных участках суши, которые возникли благодаря восходящим движениям литосферы. В большинстве случаев эти движения продолжаются и, как известно, имеют колебательный характер. Они то возобновляются, то на длительный период затухают. Подобный тектонический режим создает особые условия для рек. В период отсутствия на суше восходящих движений реки могут успеть пройти все стадии развития. Но могут и не завершить их, так как новый подъем в пределах возвышенности увеличит уклоны русел и глубинная эрозия в реках возобновится с новой силой. Такие перемены вызывают так называемый **процесс омоложения рек** - вхождение их в новый **цикл** своего развития.

ЦИКЛИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ДОЛИН, вызванное поднятием земной коры, характерно для большинства рек. С началом нового цикла река в пределах своей широкой поймы начинает активно углублять свое рус-

ло, создавая новую долину V – образного типа. Река начинает вырабатывать продольный профиль применительно к новому соотношению ее старой долины с базисом эрозии и проходить соответствующие стадии развития. Молодая долина реки развивается в пределах старой долины, врезаясь в ее пойменные отложения и дно. При этом часто остатки старой поймы в виде выравненных участков сохраняются вдоль бортов старой долины. От новой поймы эти участки отделяются уступами. Новый импульс восходящих движений вызовет образование еще более молодой долины в пределах предыдущей.

Так в речных долинах образуется ступенчатая система террас, расположенных вдоль обоих берегов. Они представляют собой остатки пойм, возникших в предыдущие циклы тектонических движений. Такие **террасы** называются **надпойменными**, а долины, имеющие их - **террасированными**. Наименование террас производится снизу вверх - пойменная, 1^{ая} надпойменная, 2^{ая} надпойменная и т.д.

Речные террасы состоят из соответствующих морфологических элементов, названия которых приведены на рисунке 4.12. При этом внутренняя структура террасы бывает разной – в зависимости от соотношений между долинами, возникшими в разные циклы. Выделяются террасы **эрозионные** или **скульптурные**, **аккумулятивные**, **смешанные** (эрозионно-аккумулятивные) или **цокольные** (рис. 4.13).

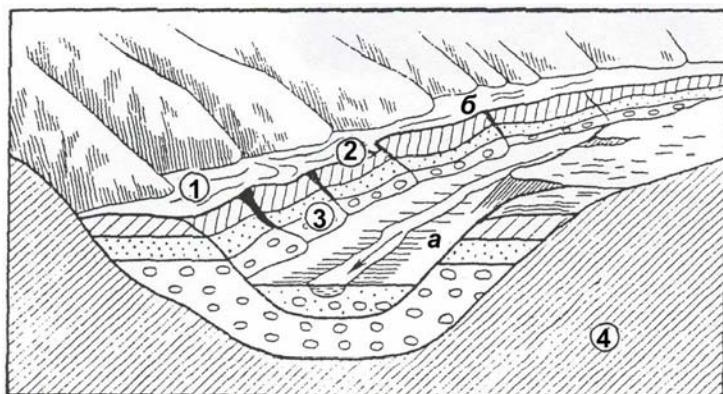


Рис. 4.12. Схематический поперечный профиль речной долины:
а – пойменная терраса; б – первая надпойменная терраса;
1 – поверхность террасы;
2 – бровка террасы; 3 – уступ террасы; 4 – коренные породы, в которые вложена аллювиальная долина

Образование надпойменных террас также может быть вызвано снижением базиса эрозии реки. В этом случае также произойдет увеличение уклона русла. В реке начинается новый цикл попятной эрозии и формирование молодой долины. Понижение базиса эрозии может иметь тектоническую природу или явиться следствием эвстатических изменений уровня воды в океане.

Следует также помнить о том, что территории, по которым протекают реки, обычно характеризуются неодинаковыми тектоническими режимами. Движение земной коры на разных отрезках речного русла могут иметь различную направленность, скорость и периодичность. Естественно, что все эти различия обязательно найдут отражение в строении речной долины и мощности заполняющих ее аллювиальных отложений. В частности, тектоническое опускание ложа реки в нижнем

и среднем ее течении приводит к прекращению на этих участках глубинной эрозии и заполнению долины речными осадками. Поэтому изучение аллювиальных отложений и террас проводится с целью восстановления истории проявления колебательных тектонических движений литосферы в исследуемых регионах.

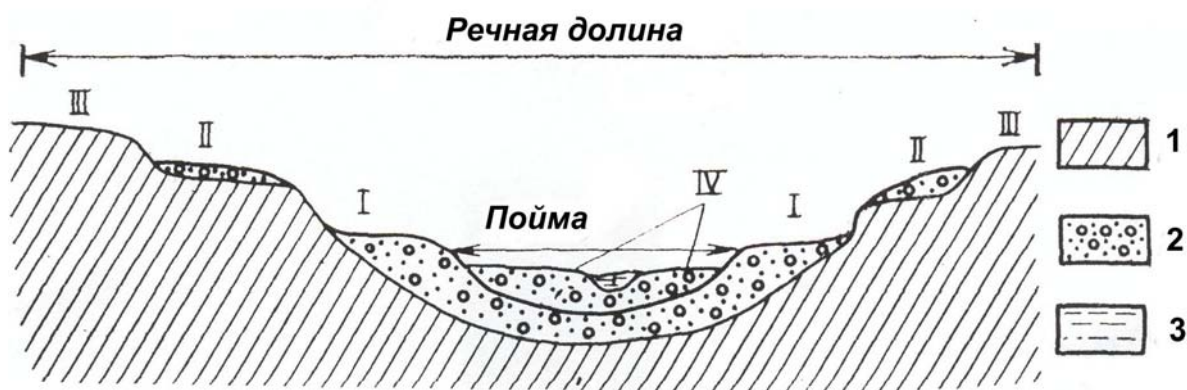


Рис. 4.13. Типы речных террас:

аккумулятивные – пойменная (IV) и первая надпойменная (I); цокольная – вторая надпойменная (II); эрозионная – третья надпойменная терраса (III); 1 – коренные породы; 2 – аллювиальные отложения; 3 – река

УСТЬЕВЫЕ ЧАСТИ РЕК. Это особые их участки, на которые оказывают влияние процессы, происходящие в море. Формирование устьевых частей рек находится в зависимости от:

- величины жидкого и твердого стока реки и его изменений во времени;
- морских течений, отливов и приливов;
- солёности морской воды;
- тектонических движений на территории бассейна реки и непосредственно в прибрежной зоне моря.

Разные сочетания указанных факторов приводят к формированию двух основных типов устьев рек – **дельтового** и **эстуарного**.

ДЕЛЬТЫ РЕК – это по существу конусы выноса, образующиеся в прибрежной части моря и постепенно нарастающие в его сторону. В результате устья рек превращаются в обширные дельтово-аллювиальные равнины. Площадь их может быть разной, достигать десятков и сотен тысяч квадратных километров (дельты рек Хуанхэ и Янцзы, Лены, Миссисипи, Волги). Дельтовые пространства обычно пересекаются густой сетью протоков, веером расходящихся от основного русла и впадающих в море (рис. 4.14). Благоприятными условиями для формирования дельт являются:

- небольшая глубина моря в том месте, куда впадает река;
- обилие приносимого рекой обломочного материала;
- отсутствие в приустьевой зоне морских течений и приливо-отливных явлений;

– отсутствие интенсивных тектонических опусканий в прибрежной части моря.

Последний фактор чаще всего играет решающую роль. При быстром опускании береговой зоны глубина моря увеличивается, поэтому морские волны и течения успевают отнести от устья весь приносимый рекой материал и дельта не образуется.

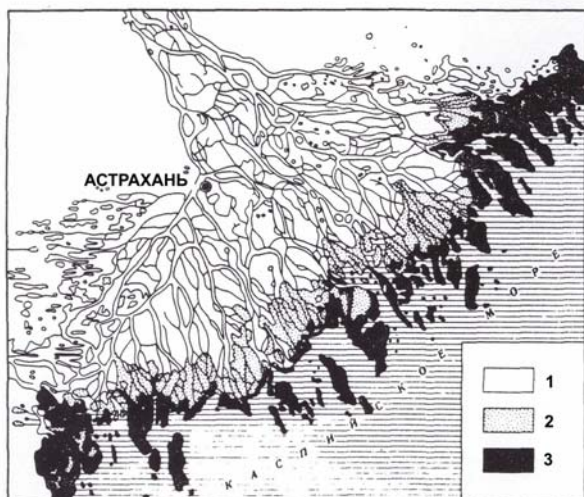


Рис. 4.14. Дельта р. Волги (по М.В. Кленовой):

1 – край дельты Волги в 1873г.; 2 – то же, в 1927г.; 3 – то же, в 1945г.

В строении дельт принимают участие разные по происхождению песчано-глинистые отложения – аллювиальные русловые, озерные, болотные, золовые, а также прибрежно-морские. Эти отложения имеют соответствующие формы тел, а их сочетание в разрезе и по площади подчинено определенным закономерностям.

ЭСТУАРИИ (лат. *эстуариум* – берег, заливаемый приливом) – это воронкообразные мелководные морские заливы, приуроченные к устьевым частям рек. Эстуарии обычно образуются в устьях равнинных рек, твердый сток которых относительно небольшой. При таких условиях аллювиальные отложения в устьях не накапливаются, так как мелкий алеврито-глинистый материал, составляющий твердый сток, течением самой реки легко относится в глубь моря. В этом реке помогают отливы и морские течения.

Для образования эстуариев благоприятными должны быть и тектонические условия. В прибрежной зоне не должно быть восходящих движений, существенно уменьшающих глубину моря и вызывающих отложение аллювия в устье.

Эстуариями заканчиваются такие реки как Амазонка, Обь, Эльба, Сена, Днепр и многие другие. В разных частях Света эстуарии называются по-разному: просто заливами, на севере Евразии – **губами** (например, Обская губа), в Азово-Черноморском бассейне – **лиманами** (Днепровский лиман).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ С ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ ПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКУЧИХ ВОД. Комплекс полезных ископаемых, связанный с деятельностью поверхностных вод, образуется в результа-

те разделения (дифференциации) переносимого водами материала на составляющие. Осадочный материал разделяется по удельному весу и растворимости минералов, размеру и форме обломков, а также степени устойчивости их к истиранию. Благодаря транспортирующей, сортирующей и истирающей деятельности текучих вод образовались:

– делювиальные, аллювиальные и пролювиальные россыпи золота, платины и других тяжелых минералов (вольфрамит, касситерит, магнетит), а также алмазов;

– залежи аллювиальных песков, гравия, галечников, используемых в строительных целях;

– месторождения бокситов и разнообразных глин, образованные в результате переотложения водными потоками продуктов кор выветривания.

Аллювиальным отложениям также принадлежит важная роль в формировании крупнейших угольных бассейнов типа Донецкого. Здесь в каменноугольный период торфяники накапливались в пределах дельтовых равнин, развитых на территории существовавшего тогда мелководного морского залива. Вследствие периодического погружения дна залива речные дельты то заливались морскими водами и прекращали свое существование, то возникали вновь в периоды остановки тектонического погружения. Опустившиеся вглубь земной коры отложения дельт и залегающие на них торфяники преобразовывались в соответствующие осадочные породы – аргиллиты, алевролиты, песчаники и пласты каменных углей.

Следует также учесть, что осадочно-химические процессы в озерах и морях, в результате которых образовались месторождения солей, карбонатов, железо-марганцевых и других руд, также стали возможны благодаря деятельности поверхностных вод. Эти и многие другие продукты в растворенном виде принесены в водоемы водами, стекающими с суши.

Контрольные вопросы

1. *В чем отличие временного и постоянного водного стока?*
2. *Каковы формы стока поверхностных текучих рек?*
3. *В чем заключается денудационная и аккумулятивная работа площадного стока?*
4. *Что такое делювиальные отложения?*
5. *Каковы стадии развития оврагов?*
6. *Какие факторы способствуют оврагообразованию?*
7. *Как образуются конуса выноса временных русловых потоков?*
8. *В чем отличие донной и боковой эрозии в реках?*
9. *Где и как образуются аллювиальные отложения?*
10. *Назовите основные стадии развития речных долин, и чем они характеризуются?*
11. *Что такое речные террасы и почему они образуются?*
12. *Что такое речные дельты, и в каких условиях они образуются?*
13. *Что такое эстуарии и при каких условиях они возникают?*
14. *Какие полезные ископаемые связаны с деятельностью поверхностных текучих вод?*

Глава 12. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземными являются все воды находящиеся в горных породах земной коры. По некоторым оценкам до глубины 16 км в земной коре содержится до 1/3 массы воды океанов.

Раздел состоит из двух основных частей – общей характеристики подземных вод и описания их геологической деятельности.

Содержание главы

Общая характеристика подземных вод

Водно-физические свойства горных пород

Формы нахождения воды в горных породах

Происхождение подземных вод

Основные типы подземных вод по условиям питания и режиму (грунтовые, межпластовые и др.)

Химический состав подземных вод

Денудационная и аккумулятивная работа подземных вод

Процессы карстообразования

Суффозионные процессы

Перенос и отложение осадков подземными водами

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД. В формировании подземных вод основную роль играют горные породы - их состав, структура, текстура и трещиноватость. Эти факторы определяют основные водно-физические свойства пород – **водопроницаемость, влагоемкость и водоотдачу.**

ВОДОПРоницаемость ГОРНЫХ ПОРОД – это их способность пропускать через себя воду. Это свойство в основном зависит от наличия в породах трещин и пор, то есть пустот между зернами минералов или частицами породы. По степени проницаемости породы делятся на три группы:

- **водопроницаемые** – пески, гравий, галечник, сильно трещиноватые породы разного состава;
- **слабопроницаемые** – супеси, суглинки, лесс, мергель, слабо-трещиноватые породы;
- **практически водонепроницаемые, или водоупорные** - глины, нетрещиноватые кристаллические и сцементированные осадочные породы.

Между водопроницаемостью пород и их пустотностью (пористостью и трещиноватостью) нет прямой зависимости. Так, у глин поры составляют 50-60 % их объема, у песков 30-35 %, а у галечников около 20 %. Однако, глины воду не пропускают, а галечники обладают наибольшей проницаемостью. Это объясняется тем, что вода, проходя че-

рез микроскопические поры в глинах, испытывает большое сопротивление. В то время как в галечнике размеры соединяющихся между собой пор измеряются сантиметрами. То же можно сказать и о трещиноватости пород. Водопроницаемость в большей мере зависит не от количества трещин в породе, а от степени их раскрытия, а также от ориентировки по отношению к направлению движения воды.

ВЛАГОЕМКОСТЬ И ВОДООТДАЧА ПОРОД – это показатели, характеризующие их способность вмещать и отдавать определенное количество воды. Различают влагоемкость полную и молекулярную (остаточную). **Полная влагоемкость** – это количество воды, которое может вмещать порода в условиях полного заполнения всех ее пор и трещин, а **молекулярная влагоемкость** – количество влаги, остающееся в породе после свободного истечения из нее воды. Это остаточная влага в виде пленок покрывает поверхность пор и трещин и удерживается силами взаимодействия между молекулами минералов и воды. **Водоотдача породы** – это разность между полной и молекулярной влагоемкостью. Влагоемкость глин составляет– от 400 до 700 л воды в 1 м³ породы, а песков лишь около 80 л.

Поровые, трещинные, карстовые воды – это названия подземных вод, которые даются им в зависимости от того по каким пустотам в породах они перемещаются.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ. Общепринятая классификация включает следующие виды вод в породах:

- **вода в виде пара;**
- **гигроскопическая;**
- **пленочная;**
- **капиллярная;**
- **капельножидкая;**
- **в твердом состоянии;**
- **кристаллизационная.**

Вода в виде пара находится в свободных от воды пустотах породы. При понижениях температуры эта влага может конденсироваться на стенках пор и трещин.

Гигроскопическая вода – это пленки воды толщиной в одну молекулу, образующиеся в результате **адсорбции** (лат. *адсорбтио* - поглощение) влаги поверхностью минералов. Эти пленки покрывают стенки пор и трещин и удерживаются силами молекулярного взаимодействия между минералами и водой.

Пленочная вода также образует пленки, но толщиной уже в несколько молекул. Эти пленки покрывают пленки гигроскопической воды и удерживаются более слабыми молекулярными связями.

Капиллярная вода заполняет тонкие поры и трещины (капилляры), где она удерживается силами поверхностного натяжения. Благодаря этим силам вода по капиллярам может подниматься на разную высоту. Чем

тоньше капилляры, тем высота подъема больше. Например, в суглинках – до 2 м и более, а в песках - несколько сантиметров.

Капельножидкая (свободная, гравитационная) вода – это вода, которая под действием силы тяжести перемещается в порах и трещинах. Она не удерживается в породе ни силами поверхностного натяжения, ни молекулярным взаимодействием с минеральным веществом.

Вода в твердом состоянии – это лед, образующийся в породах при замерзании других видов воды.

Кристаллизационная вода входит в состав некоторых минералов, принимая участие в строении их кристаллических решеток (гипс, лимонит и другие минералы).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. В зависимости от источника поступления подземные воды могут быть:

- **инфильтрационными;**
- **конденсационными;**
- **седиментогенными;**
- **ювенильными.**

Инфильтрационные воды образуются в результате просачивания (инфильтрации) в породы атмосферных осадков. Это основной источник пополнения запасов подземных вод.

Конденсационные воды образуются в порах и трещинах пород в результате конденсации водяного пара находящегося в атмосфере. Это происходит в условиях, когда относительно теплый воздух проникает в пустоты более холодных пород. Такой способ накопления влаги в грунтах имеет большое значение для засушливых областей. Здесь в часы ночной прохлады в грунтах конденсируется атмосферная влага, так необходимая пустынной растительности.

Седиментогенные воды (лат. *седиментум* - осадок) – это остаточные воды, сохранившиеся в порах пород с того времени, когда эти породы пребывали в состоянии осадков на дне морей, озер, болот. Поэтому седиментогенные воды содержат в себе все растворимые вещества, которые присутствовали в водах указанных водоемов.

Ювенильные воды (лат. *ювеналис* – юный, девственный) образуются в результате конденсации поднимающихся из глубин земной коры водяных паров. Источником паров является остывающая магма и метаморфические преобразования горных пород. Воды, образующиеся таким путем, по отношению к другим видам вод являются первичными, еще не принимавшими участия во внешнем круговороте. Этим обусловлено название ювенильных вод.

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. Подземные воды в земной коре находятся в непрерывном движении. Разные по происхождению воды смешиваются, замещают друг друга. Поэтому возникает большое разно-

образии подземных вод, отличающихся по своему химическому и бактериальному составу, а также температуре.

В зависимости от геологических условий залегания в земной коре подземные воды делятся на три основных типа:

- **верховодка;**
- **грунтовые воды;**
- **межпластовые воды.**

ВЕРХОВОДКА залегает на небольшой глубине, выше грунтовых вод. Питание ее осуществляется за счет атмосферных осадков. Воды верховодки накапливаются на ограниченных по площади (местных) водоупорах (обычно на глинистых слоях), залегающих в толще водопроницаемых пород (рис. 4.15). Поэтому мощность линзообразных залежей верховодки находится в зависимости от качества, формы и общей площади распространения водоупорных слоев, а также климатических условий. В засушливые годы такие воды могут полностью иссыхать. Используется верховодка для местного водоснабжения.

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ накапливаются на первом от дневной поверхности устойчивом водоупоре, который может быть представлен глинистыми молодыми отложениями, плотными осадочными или кристаллическими нетрещиноватыми породами. Грунтовые воды могут насыщать рыхлые четвертичные образования или верхние выветрелые трещиноватые зоны коренных водонепроницаемых пород.

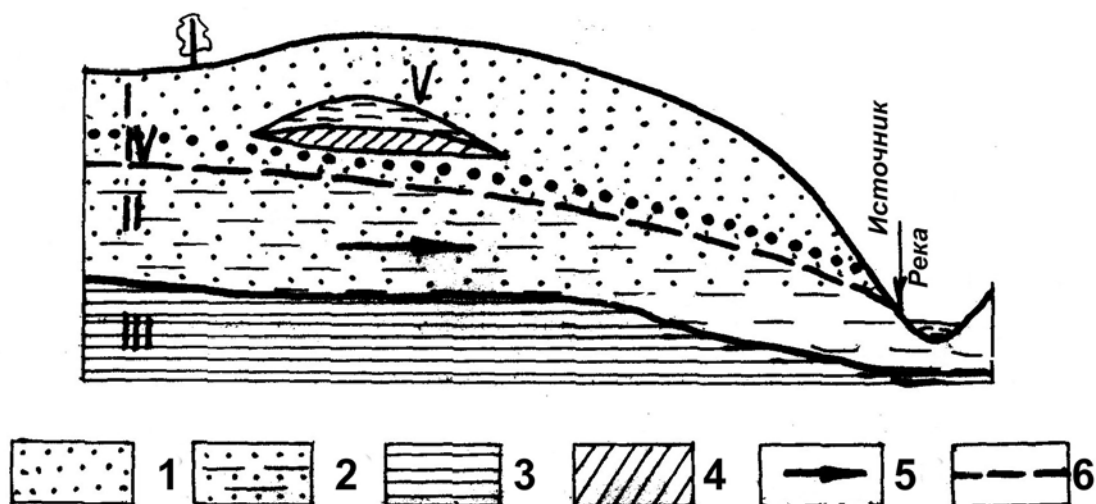


Рис. 4.15. Схема залегания грунтовых вод и верховодки:

I - зона аэрации; II - зона насыщения грунтовых вод; III - водоупорное ложе; IV - зона капиллярного поднятия; V - верховодка;
 1 – песок, 2 – водонасыщенный песок, 3 – глина, 4 – суглинок, 5 – направление движения грунтовых вод, 6 – уровень, или зеркало грунтовых вод (УГВ или ЗГВ)

Основные элементы – **зеркало грунтовых вод, водоупорное ложе, водоупорный слой (горизонт), мощность водоносного гори-**

зонта, зона капиллярного поднятия –, которыми характеризуются залежи грунтовых вод (см. рис. 4.15). Особенности геологического строения территории и климатические условия определяют характер движения и режим грунтовых вод.

Движение грунтовых вод происходит под действием силы тяжести по наклонным поверхностям водоупора и в большинстве случаев оно направлено в сторону оврагов, речных долин и морей. Здесь, в так называемой **области разгрузки (области дренирования)**, грунтовые воды в виде источников выходят на поверхность склонов или дно водоемов и водотоков. Скорость движения грунтовых вод зависит от водопроницаемости горных пород, через которые они проходят, а также от гидравлического уклона зеркала воды. Под уклоном понимается величина отношения h/l , где h – превышение одной точки зеркала воды над другой; l – расстояние между точками. При больших уклонах скорость движения воды в мелкозернистых песках не превышает 1-5 м/сут, в гравийных песках достигает 15-20 м/сут, а в галечниках до 100 и более м/сут.

Режим грунтовых вод – это особенности изменения их уровня, количества и качества в связи с изменениями гидрометеороусловий. В те годы, когда атмосферных осадков много, уровень грунтовых вод (УГВ) становится выше. Понижается УГВ в засушливые периоды. Следствием периодических изменений УГВ является образование трех основных зон: **аэрации, периодического и полного насыщения** (рис. 4.16).

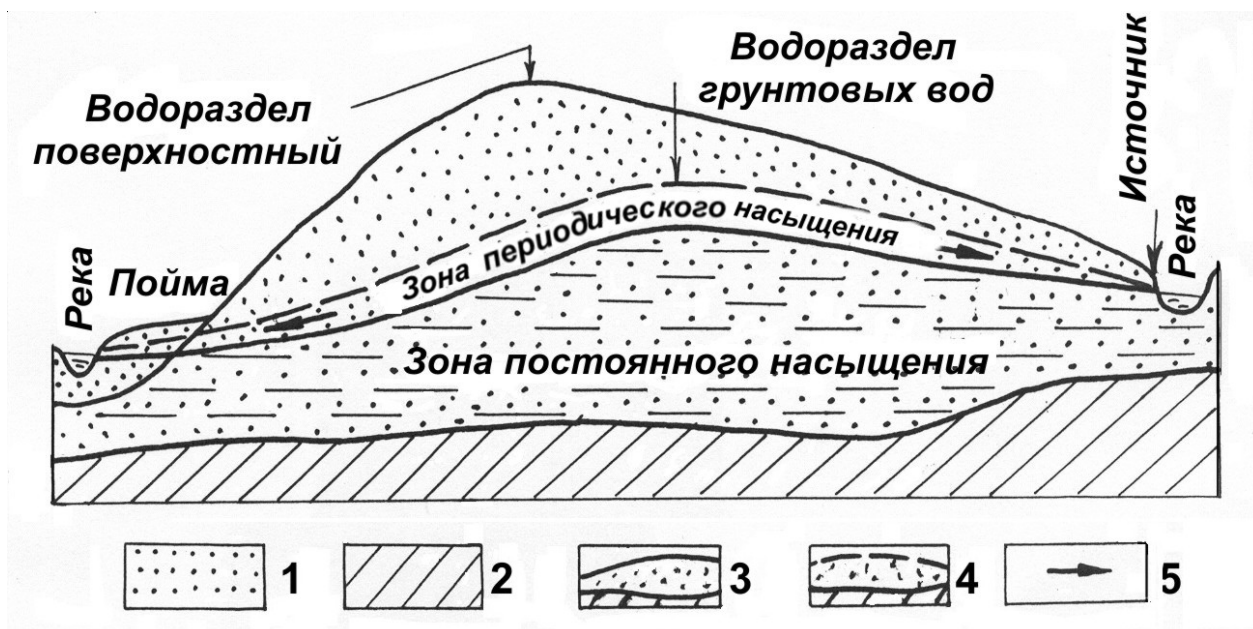


Рис. 4.16. Схема залегания и движения грунтовых вод в междуречном массиве:

1 – водопроницаемые породы (песок), 2 – суглинок, 3 – минимальный уровень грунтовых вод, 4 – максимальный уровень грунтовых вод, 5 – направление стока грунтовых вод в реки

Между уровнями воды в реках, водоемах и УГВ существует гидравлическая связь. В засушливые периоды реки могут питаться за счет грунтовых вод, а во время паводков и половодий наоборот – пополнять их запасы.

Особенности изменений УГВ учитываются при решении вопросов водоснабжения и строительства инженерных сооружений. В связи с этим непрерывные длительные наблюдения (мониторинг) за изменениями УГВ являются главной задачей гидрогеологов.

МЕЖПЛАСТОВЫЕ ВОДЫ отличаются от грунтовых тем, что они накапливаются в пространстве между двумя водоупорными слоями. Поэтому питание таких вод за счет атмосферных осадков происходит только в местах выхода водоносных слоев на дневную поверхность.

По основным своим характеристикам межпластовые воды могут быть **ненапорными** и **напорными**.

Ненапорные межпластовые воды не полностью заполняют водопроницаемый слой и не соприкасаются с его водоупорной кровлей. Они, также как и грунтовые воды, под действием силы тяжести стекают по наклонной поверхности подстилающих их водоупоров (рис. 4.17).

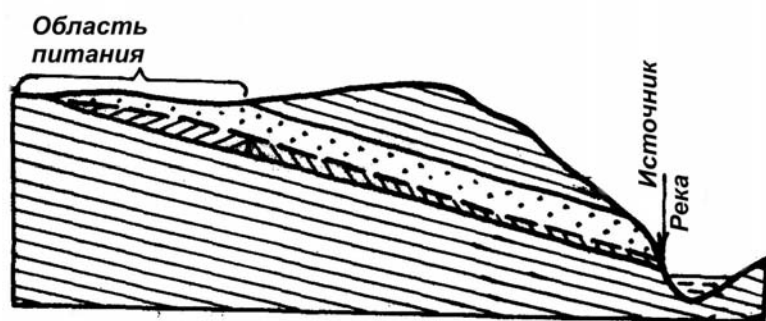


Рис. 4.17. Схема залегания межпластовых ненапорных вод:

1 – водонепроницаемые породы, 2 – водопроницаемые породы, 3 – грунтовые воды, 4 – межпластовые ненапорные воды

Напорные межпластовые воды насыщают весь водопроницаемый слой и поэтому находятся под гидростатическим давлением. Это давление нарастает на одну атмосферу через каждые 10 м глубины. Если межпластовый горизонт вскрыть скважинами, то вода в них поднимается на определенную высоту (рис. 4.18). Абсолютные высоты уровней воды в разных скважинах будут уменьшаться по мере их удаления от области питания межпластового горизонта. Это обусловлено тем, что часть напорного давления тратится на преодоление сопротивления среды, в которой движется вода. Таким образом, в тех или иных условиях, существует определенный уровень, выше которого вода подняться не может. Этот **уровень** называется **пьезометрическим** (гр. *пьеза* - давление).

Межпластовые напорные воды носят общее название **артезианские** от провинции Артуа во Франции. Здесь впервые в 1226 году с помощью колодцев получили самоизливающуюся воду. Естественно, что самоизлив воды может быть только в тех пунктах, где пьезометрический уровень располагается выше дневной поверхности.

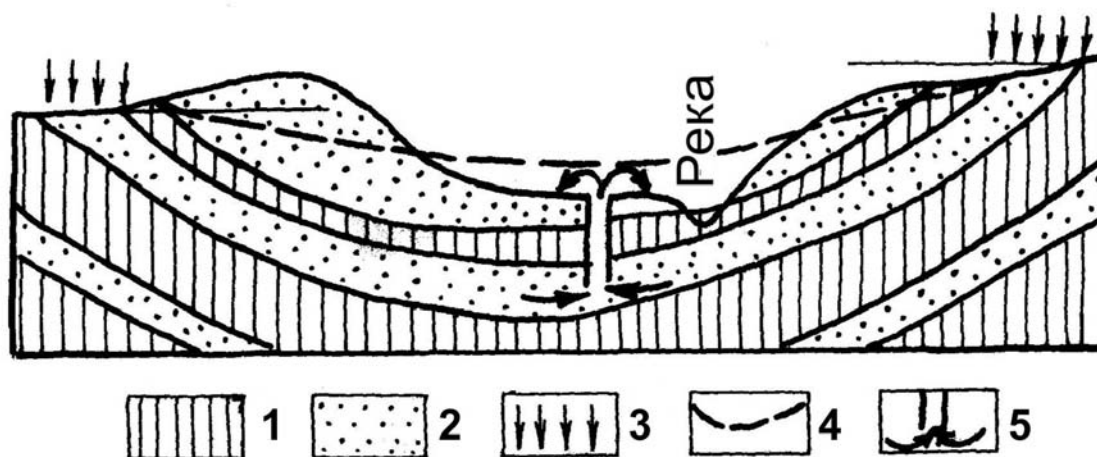


Рис. 4.18. Схема залегания межпластовых напорных (артезианских) вод:
 1 – водонепроницаемые породы, 2 – водопроницаемые породы, 3 – области питания межпластовых вод, 4 – пьезометрический уровень, 5 – самоизливающийся колодец

Артезианские воды формируются в синклинальных и моноклинальных тектонических структурах (см. рис. 4.18). Такие структуры, занимающие площади в сотни и тысячи квадратных километров, образуют **артезианские бассейны**. Их воды используются для водоснабжения. Крупнейшие артезианские бассейны располагаются в пределах Днепровско-Донецкой впадины. Напорные воды этих бассейнов приурочены к отложениям юрского, мелового и палеогенового возраста, вмещающих горизонты водопроницаемых песков и карбонатных пород.

РАЗГРУЗКА (ДРЕНАЖ) ПОДЗЕМНЫХ ВОД происходит либо относительно равномерно вдоль выхода водоносного слоя на поверхность склона, либо концентрируется в отдельных местах этого выхода. В первом случае отмечается общее увлажнение склонов, а во втором образуются **источники (родники, ключи)**. При этом ненапорные грунтовые воды и верховодка образуют **нисходящие родники**, а напорные воды – **восходящие**. Те или иные способы разгрузки подземных вод и их сочетание определяются геологическими особенностями – неодинаковой проницаемостью пород водоносного слоя, характером распределения в них трещиноватых зон, наличием и ориентировкой тектонических нарушений.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД. Подземные воды, просачиваясь через породы, частично растворяют минералы, из которых породы состоят, и становятся в той или иной степени минерализованными. Количество растворенных в воде веществ характеризует ее **общую минерализацию** и выражается в г/л или мг/л. По степени минерализации подземные воды делятся на классы:

- пресные с общей минерализацией до 1 г/л;
- солоноватые – соответственно от 1 до 10 г/л;
- соленые – от 10 до 50 г/л;
- рассолы – свыше 50 г/л.

Общей закономерностью является то, что степень минерализации вод находится в прямой зависимости от глубины их залегания и продолжительности пребывания в земной коре.

Химический состав растворенных в воде веществ разнообразный. Наиболее распространены ионы Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . В заметном количестве могут присутствовать NH_4^+ , K^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , а также газы CO_2 , O_2 , реже H_2S , N_2 .

Разные сочетания наиболее распространенных ионов определяют основные свойства подземных вод – их **щелочность**, **соленость** и **жесткость**. При значительной концентрации ионов Na^+ и Cl^- вода становится соленой, ионы Ca^{2+} придают ей жесткость, а при большом содержании ионов Na^+ и HCO_3^- вода приобретает щелочные свойства.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД по химическому составу обычно производится по преобладающим анионам и катионам. Выделяются наиболее распространенные классы:

- **воды гидрокарбонатные** (HCO_3^-);
- **сульфатные** (SO_4^{2-});
- **хлоридные** (Cl^-);
- **сложного состава** – хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-сульфатные и другие еще более сложного состава.

Особую группу составляют **минеральные воды**, которые используются для лечебных целей. Целебные свойства этих вод обуславливаются общей минерализацией, газовым составом и наличием в них специфических компонентов: железа, мышьяка, радия, брома, йода, углекислоты, радона и других, не характерных для обычных подземных вод. В минеральных источниках отмечается также повышенная температура вод. Особенности состава и свойств минеральных вод говорят о том, что они связаны с глубинными частями земной коры, откуда они получают химические компоненты и тепло.

ДЕНУДАЦИОННАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

По интенсивности и масштабам экзогенных преобразований на Земле подземные воды значительно уступают поверхностным текучим водам. Объясняется это тем, что скорости движения подземных вод, а следовательно и их кинетическая энергия, в сотни и тысячи раз меньше. В связи с этим в разрушительной работе подземных вод основная роль принадлежит не механическому, а химическому воздействию их на горные породы.

Разрушительная работа подземных вод в основном происходит в форме химического разложения пород за счет реакций гидратации, гидролиза, окисления, выщелачивания. Перенос подземными водами про-

дуктов разрушения осуществляется главным образом в виде растворов и в значительно меньшей степени во взвешенном и влекомом состоянии.

Интенсивность разложения пород зависит от их минерального состава и химической активности растворенных в воде веществ. Так, вода насыщенная углекислотой, растворяет карбонатные породы (известняки, доломиты) во много раз быстрее, чем дистиллированная вода. Выщелачивание растворимых горных пород под воздействием подземных и при участии поверхностных вод называется процессом **карстообразования**. В результате образуется **карст** – замкнутые углубления на поверхности земли, а также пустоты, каналы и пещеры на глубине. Подобные, но менее масштабные явления, происходят и в рыхлых осадочных отложениях. Эти процессы называются **суффозионными**.

ПРОЦЕССЫ КАРСТООБРАЗОВАНИЯ. Эти процессы наиболее активно происходят в растворимых породах – каменной соли, гипсе, ангидрите, известняке, доломите. Различают соответственно **карст соляной, гипсовый, карбонатный**. Известняки наиболее распространенные из названных пород в Крыму и на Кавказе. Здесь карбонатный карст имеет широкое развитие.

Благоприятными условиями для карстообразования являются: высокая трещиноватость пород, влажный теплый климат, наличие участков с ровной поверхностью (с которых вода не стекает, а просачивается в породы), присутствие в воде минеральных и органических кислот, наклонное залегание водоупорных пород, ускоряющее движение подземных вод в проницаемых слоях.

В зависимости от условий залегания пород, наличия или отсутствия в них водоупорных слоев карст развивается в виде **открытых и закрытых форм**.

ОТКРЫТЫЙ КАРСТ образуется в породах выходящих на поверхность. В соответствии с размерами и формой карстовых пустот они имеют названия: **карры, поноры, воронки, карстовые котловины и поля, карстовые колодцы и шахты** (рис. 4.19).

Карры – это сеть параллельных или ветвящихся борозд и углублений с неровными крутыми стенками глубиной от нескольких сантиметров до 1-2 м. Образование карров и целых карстовых полей связано с растворяющим действием атмосферных вод, просачивающихся на глубину по трещинам в породах.

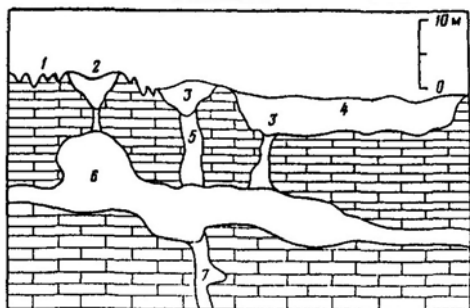


Рис.4.19. Схема распространения поверхностных и подземных (закрытых) форм карста:

1 – карры, 2 – воронка, 3 – понор, 4 – поле, 5 – шахта, 6 – пещера, 7 – пропасть

Поноры – более крупные формы карста. Они представляют собой вертикальные или наклонные отверстия, расположенные в центре относительно неглубоких понижений в рельефе. Дождевые и талые воды поглощаются понорами, постепенно расширяя и углубляя их каналы. Образуются поноры обычно в местах с повышенной проницаемостью – вдоль пересечений крупных трещин и разрывов в породах.

Воронки наиболее распространенные карстовые образования. Они представляют собой округлой или овальной формы углубления диаметром от 1 до 50-100 м, с относительно крутыми или пологими склонами, глубиной не превышающей обычно 15-20 м. Часто на дне воронок располагаются поноры. В сильно закарстованных районах на 1 км² могут находиться многие десятки воронок. Так называемые провальные воронки образуются над обрушающимися сводами подземных карстовых полостей.

Карстовые котловины (увалы) – сложные по своему строению обширные понижения. Они образуются в результате постепенного расширения и объединения близко расположенных друг от друга воронок.

Поля – еще более крупные и глубокие карстовые котловины, достигающие глубины многих десятков и сотен метров и занимающие иногда площади в десятки квадратных километров. Одно из наиболее обширных полей – Ливаньско поле на Балканах – занимает площадь около 400 км².

Карстовые колодцы и шахты – относительно изометрические в поперечном сечении полости, уходящие в глубину на десятки и сотни метров.

ПОДЗЕМНЫЕ ФОРМЫ КАРСТА не имеют прямого выхода на дневную поверхность. Они очень разнообразны по своему строению и размерам. Широко распространены **закарстованные трещины**. Наиболее крупные и сложные образования – **карстовые пещеры**.

Закарстованные трещины – полости, образовавшиеся на месте трещин в результате циркуляции через них подземных вод.

Карстовые пещеры представляют собой систему субгоризонтальных или слабонаклоненных ветвящихся каналов, соединенных узкими ходами. Местами каналы расширяются и преобразуются в обширные полости – залы и гроты. По дну пещер нередко протекают водотоки. Образование пещер обусловлено наличием водоупора в основании породного массива, в котором развивается карст. Прошедшие через массив атмосферные воды насыщают его нижнюю часть и по наиболее крупным трещинам стекают по наклонной поверхности водоупорного слоя. С течением времени пути, через которые воды циркулируют, расширяются и превращаются в пещерный лабиринт.

СУФФОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ. Эти процессы развиваются в рыхлых песчано-глинистых отложениях, лессах и лессовидных суглинках, состоящих в основном из пылеватых частиц. Атмосферные воды, просачиваясь вниз, увлекают за собой наиболее мелкий алевроито-глинистый материал (мелкозем), а также растворяют включения гипса и карбона-

тов. В результате породы становятся пористыми. Под собственным весом они уплотняются, объем их уменьшается, и дневная поверхность над ними опускается. Образуются **просадочные формы – суффозионные блюдца, воронки, западины**. Этот процесс активизируется, если ниже залегают закарстованные породы. При таких условиях из рыхлых отложений в карстовые полости может выноситься не только мелкозем, но и песчаный материал. Суффозионные процессы вызываются также восходящими источниками, которые мелкозем выносят на дневную поверхность. Поэтому вокруг восходящих источников всегда образуется углубление – **суффозионный цирк**.

ПЕРЕНОС И ОТЛОЖЕНИЕ ОСАДКОВ ПОДЗЕМНЫМИ ВОДАМИ. Подземные воды в своем непрерывном движении переносят растворимые продукты и мелкообломочный материал из одних пород в поры и трещины других пород. В результате рыхлые отложения цементируются кремнистым, карбонатным, железистым и другими видами цемента и становятся монолитными осадочными породами. Пески преобразуются в песчаники, алевроито-глинистые осадки в алевролиты, галечники в конгломераты и т.д. Такая аккумулятивная деятельность подземных вод носит повсеместный и всеобъемлющий характер.

Другим, гораздо менее масштабным проявлением аккумулятивной деятельности подземных вод является образование в карстовых пустотах **натечных форм и некоторых минералов**, а также **накопление остаточных продуктов и пещерного аллювия**.

НАТЕЧНЫЕ ФОРМЫ в виде корок и пленок на стенах, сталактитов, сталагмитов, известкового туфа состоят из мелкокристаллического кальцита. Этот минерал выделяется из воды, стекающей по стенкам пустот и с их сводов. Это вызвано тем, что содержащийся в воде бикарбонат кальция в воздушной среде пещер теряет углекислоту и переходит в среднюю соль (кальцит):



Известковый туф (травертин) – легкая высокопористая порода - откладывается на дне пещерных водотоков и в местах выхода их на дневную поверхность. Здесь иногда возникают мощные скопления известкового туфа, используемого в качестве строительного материала.

Подземные воды могут содержать в растворенном виде разные соединения, которые в благоприятных условиях выпадают в закарстованных трещинах и пустотах в виде кальцита, гипса, опала и некоторых рудных минералов.

ОСТАТОЧНЫЕ ПРОДУКТЫ, частично или полностью заполняющие карстовые пустоты, состоят из нерастворимых компонентов, входящих в состав выщелачиваемых пород. Такими продуктами являются красноцветные глинистые образования, обогащенные гидратами окислов железа и алюминия, а также "доломитовая мука" в виде мелких кристаллов доломита.

ПЕЩЕРНЫЙ АЛЛЮВИЙ, состоящий из глинистого материала и обломков с различной степенью окатанности, образуется на дне пещерных водотоков.

Контрольные вопросы

1. *Какие свойства горных пород относятся к водно-физическим?*
2. *В каких формах вода может находиться в горных породах?*
3. *Назовите типы подземных вод по их происхождению.*
4. *Охарактеризуйте понятие "режим подземных вод".*
5. *По каким признакам отличаются грунтовые воды от межпластовых?*
6. *В чем заключается денудационная деятельность подземных вод?*
7. *В каких породах образуется карст?*
8. *В чем отличие открытых и подземных форм карста? Назовите их.*
9. *Объясните сущность суффозионных процессов.*
10. *В чем заключается аккумулятивная деятельность подземных вод?*

Глава 13. ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЬДА

В холодных климатических зонах лед является основным агентом экзогенных процессов. Особенности деятельности льда обусловлены геологическими условиями, в которых он находится, а также физическими свойствами этого кристаллического вещества. При ударных нагрузках лед ведет себя как твердое тело, а при длительных и значительных по величине нагрузках он течет как вязкая жидкость. Поэтому лед может накапливаться в больших количествах, а затем под действием собственного веса растекаться (выдавливаться) во все стороны. Естественно, что на склонах течение льда, как и воды, обретает соответствующую направленность. Любое перемещение тяжелых ледяных масс приводит к интенсивному механическому разрушению подстилающих пород. Разрушение пород, в форме их физического выветривания, происходит также за счет расклинивающего действия льда, если он образуется из воды в породных трещинах.

Содержание главы

Формы нахождения льда в природе

13.1. Плавающие и грунтовые льды

Речные, озерные и морские льды

Грунтовые льды, их виды и процессы в зоне распространения многолетнемерзлых пород

13.2. Ледники

Общие сведения о ледниках

Типы ледников

Физическая и геологическая сущность ледниковой деятельности

Горные ледники

Виды горных ледников

Денудационная и аккумулятивная работа долинных ледников

Материковые ледники

Виды материковых ледников

Денудационная и аккумулятивная работа современных и древних ледников

Флювиогляциальные (ледниковые) отложения

Оледенения в истории Земли

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЛЬДА В ПРИРОДЕ. В современную эпоху общее количество льда на Земле составляет около 30 млн. км³, в том числе в Антарктиде – 24 млн. км³. По условиям образования выделяют три основные формы нахождения льда в природе – **плавучую, грунтовую и глетчерную (ледниковую).**

Плавучий лед образуется при замерзании речных, морских и озерных вод.

Грунтовый (подземный) лед образуется в тех климатических зонах, где в зимний период породы и содержащиеся в них подземные воды промерзают на ту или иную глубину.

Глетчерный лед накапливается выше так называемой **снеговой линии** в горах и на континентах. Снеговая линия – это уровень, выше которого по температурным условиям масса выпавшего в течение года снега превышает массу растаявшего. Абсолютная высота расположения снеговой линии определяется климатической зональностью. В арктических зонах снеговая линия может располагаться на уровне океана (Антарктида, Гренландия), а в сторону экватора она поднимается в горах до 5-6 км.

Накапливающийся выше снеговой линии снег вследствие уплотнения, подтаивания и перекристаллизации преобразуется сначала в белый зернистый снег – **фирн**, а затем в плотный прозрачный голубоватый – **глетчерный лед**.

Скопления глетчерного льда на материках или в горах называются **ледниками**. Ледники отличаются разнообразием форм, размеров и мест образования. Они покрывают около 11 % территории суши.

13.1. ПЛАВУЧИЕ И ГРУНТОВЫЕ ЛЬДЫ

РЕЧНЫЕ, ОЗЕРНЫЕ И МОРСКИЕ ЛЬДЫ. Геологическая деятельность этих льдов не производит существенных преобразований на Земле. Это обусловлено тем, что они образуются в наиболее пониженных частях земной поверхности и поэтому обладают минимальным энергетическим потенциалом.

РЕЧНОЙ ЛЕД может оказывать истирающее воздействие на берега и дно реки во время ледохода. При сильных морозах толщина льда увеличивается, и давление воды под ним настолько возрастает, что она может прорываться наружу и замерзнуть вдоль берегов. Так образуются

речные наледи толщиной до нескольких метров. Во время ледохода речной лед часто скапливается в узких местах реки и образует ледовые заторы. Это приводит к разливу подпруженных вод и подтоплению территорий. Ликвидируются такие заторы путем их взрывания.

ОЗЕРНЫЙ И МОРСКОЙ ЛЕД, в зависимости от климатических условий, может достигать толщины 1-2^х м и оказывать влияние на состав формирующихся прибрежных осадков. В замерзающих зимой морях, прибрежный лед (береговой припай) содержит в нижней своей части вмёрзшие в него гальки и валуны, устилающие мелководье. Весной, когда льды взламываются штормами и разносятся течениями, вместе с ними перемещается и обломочный материал. В зимний период озерные и морские льды своим присутствием защищают берега от разрушения их морским прибоем.

ГРУНТОВЫЕ ЛЬДЫ. Грунтовые льды – это замерзшие и превращенные в лед подземные воды, содержащиеся в горных породах. Эти льды оказывают существенное влияние на протекание современных экзогенных процессов, а также на **состояние и свойства грунтов**. Последнее имеет первостепенное значение в инженерной деятельности, так как многие грунты в замерзшем состоянии обладают необычными для них физико-механическими и коллекторскими свойствами. Так, оттаивание грунтов приводит к снижению их вязкости. Под нагрузкой или собственным весом они становятся склонными к сдвигениям, что приводит к деформациям инженерных сооружений, возведенных на таких грунтах.

Мерзлые горные породы (**мерзлота**) бывают двух видов - **сезонные** и **многолетние**.

СЕЗОННАЯ МЕРЗЛОТА образуется только в зимний период и происходит это в регионах с положительной среднегодовой температурой. Промерзание грунтов распространяется на глубину до нескольких метров.

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА, так называемая "вечная", формируется в районах с отрицательной среднегодовой температурой. Напомним, это вызвано тем, что на уровне пояса постоянных температур (ППТ), расположенном на глубине 2-5 м, температура в этих районах также в течение года сохраняется отрицательной. Поэтому вблизи ППТ вода, находящаяся в породах, превращается в лед и в таком состоянии она пребывает постоянно. Естественно, что чем ниже среднегодовая температура, тем мощнее слой многолетнемерзлых пород. Территории, на которых распространены такие породы, занимают около 24 % площади суши, а глубина промерзания пород в отдельных областях достигает 800-1000 м.

ПРОЦЕССЫ В ЗОНЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД. Эти процессы очень разнообразны. Их особенности определяются конкретными геологическими условиями, в которых они осуществляются. Ниже, в качестве примеров, отмечены только некоторые из них. Физической основой этих процессов является свойство льда увеличи-

вать свой объем во время кристаллизации, а также изменчивость свойств пород при их замерзании и оттаивании. Важную роль также выполняют особенности строения верхней части мерзлой зоны, обусловленные летним ее оттаиванием.

В строении толщи вечной мерзлоты выделяют верхний **деятельный слой**, оттаивающий в летний период, и нижний многолетнемерзлый слой. Важную роль в процессах играют **надмерзлотные воды**, насыщающие деятельный слой (рис. 4.20).

В мерзлой зоне литосферы могут происходить следующие процессы и явления:

- **пучение грунтов;**
- **морозное расклинивание пород;**
- **образование наледей, ледяных бугров, термокарста.**

ПУЧЕНИЕ ГРУНТОВ происходит в районах распространения всех видов мерзлоты. Это поверхностный процесс. Он вызван тем, что вода, содержащаяся в порах грунтов, при переходе в лед расширяется, а при последующем оттаивании занимает первоначальный объем. В результате грунты разрыхляются, слегка поднимаются, а поверхность их становится неровной, бугристой.

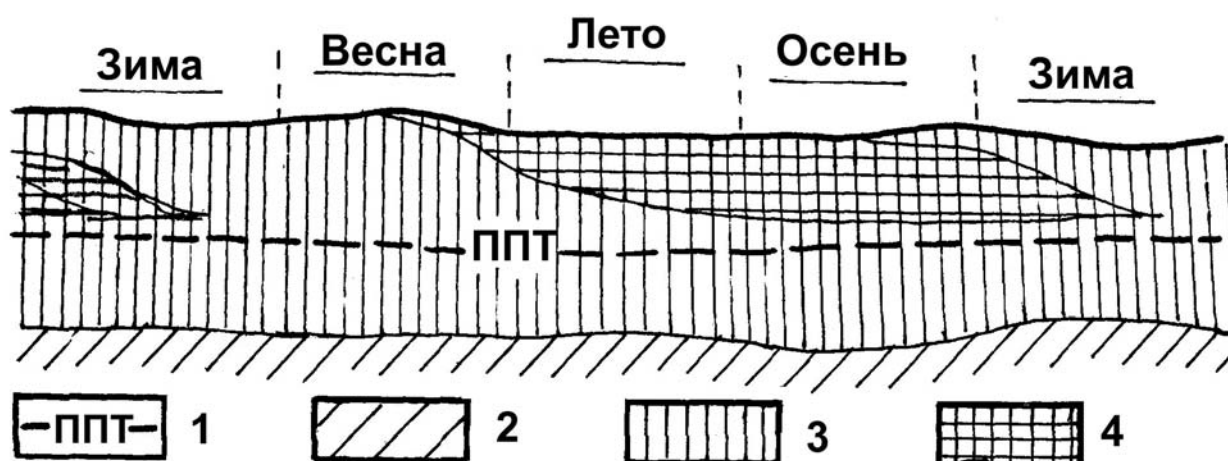


Рис. 4.20. Схема сезонных изменений в приповерхностной зоне вечной мерзлоты:

1 - ППТ - пояс постоянных температур (уровень среднегодовых отрицательных температур), 2 – немерзлые породы, 3 – мерзлые породы, 4 – оттаявшие породы (деятельный слой), содержащие надмерзлотные подземные воды

МОРОЗНОЕ РАСКЛИНИВАНИЕ пород происходит за счет распирающего действия льда, который периодически образуется в породных трещинах. Такие трещины с каждым годом увеличиваются. Их ширина может достигать нескольких метров, а глубина нескольких десятков метров. На поверхности в результате такого процесса возникают своеобразные формы рельефа.

НАЛЕДИ образуются в начале зимы, когда замерзает только верхняя часть деятельного слоя. В этих условиях надмерзлотные воды, содержащиеся в незамерзшей части этого слоя, оказываются зажатыми между водонепроницаемыми слоями. Прорыв таких вод на поверхность и растекание их приводит к образованию ледяных покровов – наледей (см. рис. 4.20).

ЛЕДЯНЫЕ БУГРЫ – это поднятия верхней, замерзшей части деятельного слоя, вызванные замерзанием надмерзлотных вод, не нашедших выхода на поверхность. Размер таких бугров достигает 100 м в поперечнике, а высота до 20-40 м. Образование бугров происходит вследствие неравномерного промерзания деятельного слоя, обусловленного изменчивостью его состава и обводненности, а также особенностями рельефа местности.

ТЕРМОКАРСТ образуется летом в ледяных буграх в результате активного таяния их льда. В образовавшиеся при этом пустоты проваливаются слагающие бугор грунты и на поверхности возникают заполненные водой воронки.

13.2. ЛЕДНИКИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЛЕДНИКАХ

Благодаря пластичности льда ледники под действием силы тяжести движутся из области накопления льда (**области питания**) в **область абляции** (лат. *облатио* – отнимание). Термин "абляция" означает процесс уменьшения массы ледника за счет таяния, испарения и механического его разрушения.

Скорость движения ледников зависит от их мощности, рельефа и уклона ледникового ложа, а также температуры льда и воздуха. Срединная часть ледника, как и вода в реке движется быстрее, чем его придонная и прибортовая части. Скорость перемещения ледников в целом не велика, за исключением случаев их внезапного лавинообразного схода. Скорость обычно измеряется десятками и сотнями метров в год. Только некоторые ледники Гренландии, мощность которых составляет многие сотни метров, передвигаются на отдельных участках со скоростью от 5 до 40 м в сутки.

ТИПЫ ЛЕДНИКОВ. По условиям образования и характеру движения ледники разделяются на три типа:

- **материковые (покровные);**
- **горные;**
- **промежуточные (плоскогорные).**

МАТЕРИКОВЫЕ (ПОКРОВНЫЕ) ЛЕДНИКИ занимают около 98 % площади современного оледенения. Они располагаются на континентах и островах, частично или полностью покрывая их (Антарктида, Гренландия).

дия, Исландия, Шпицберген, Новая Земля, Северная Земля). Характерны для этих ледников огромные размеры и отсутствие четких границ между областью их питания и разгрузки. Толщина льдов в Гренландии и Антарктиде достигает местами 3-4 км. Самый большой ледник покрывает Антарктиду. Он содержит около 24 млн. км³ льда.

ГОРНЫЕ, ИЛИ АЛЬПИЙСКОГО ТИПА, ЛЕДНИКИ образуются в горных условиях. Они характеризуются относительно небольшими размерами, четко выраженной границей между областью питания и разгрузки, соответствием между их формой и рельефом местности, где они находятся или по которой они перемещаются.

ПЛОСКОГОРНЫЕ, ИЛИ ПРОМЕЖУТОЧНОГО ТИПА, ЛЕДНИКИ приурочены к выравненным поверхностям древних горных сооружений. Площадь отдельных ледников может составлять сотни километров. Такие ледники развиты в Скандинавии, где они занимают около 5 тыс. квадратных километров.

ФИЗИЧЕСКАЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ ЛЕДНИКОВОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ. Геологическая деятельность ледников, как и других подвижных экзогенных агентов, состоит из денудационной и аккумулятивной их работы. При этом горные ледники несопоставимы по своим размерам, распространенности и многим другим особенностям с материковыми ледниками. Однако физическая сущность денудационной и аккумулятивной работы тех и других ледников в целом является одной и той же.

Денудационная работа заключается в разрушении горных пород, по которым ледники перемещаются, и в переносе продуктов разрушения.

Разрушительная деятельность ледников называется **экзарацией** (лат. *экзарацио* – выпаживание). Механизм ледникового выпаживания построен на сочетании двух одновременно действующих факторов – **давления** льда своим весом на подстилающие породы и разрушения их путем **ледниковой корразии**.

Вначале под давлением движущегося льда от подстилающих пород отторгаются обломки разной величины и впаиваются в лед. Эти обломки в виде глыб, щебня, дресвы, песка становятся составной частью подошвы ледника и являются главным инструментом экзарации. Благодаря им происходит дробление, царапанье, истирание, шлифовка пород. Поверхность их покрывается бороздами и штрихами, ориентированными по направлению движения льда.

В целом механизм экзарации таков, что быстрее и глубже выпаживаются участки ложа, сложенные менее прочными породами, и на их местах возникают углубления с пологими склонами. Более прочные породы образуют выступы, так как они срезаются ледником не полностью. Со стороны надвигающегося ледника выступы приобретают пологую и сглаженную поверхность, а с противоположной крутую и угловатую. Та-

кие образования называются "**бараньими лбами**", а их сочетания "**кучерявыми скалами**".

Перенос ледниками продуктов разрушения подстилающих пород осуществляется в виде так называемых движущихся **морен** – скоплений указанных продуктов, приуроченных к разным частям ледника.

Движущиеся морены имеют разное происхождение и делятся на **поверхностные, донные и внутренние**.

Поверхностные морены располагаются на поверхности ледника и образуются в результате осыпания продуктов выветривания со склонов и навевания их ветром.

Донные морены располагаются в придонной части ледника и образуются за счет продуктов разрушения пород, слагающих его ложе. Эти морены представляют собой механическую смесь песчано-глинистого материала и более крупных обломков – дресвы, щебня, глыб, валунов, а иногда и скальных отторженцев.

Внутренние морены располагаются внутри тела ледника. Они состоят из обломков, попавших в ледник во время прибывания его в области питания, а также из материала поверхностных морен, провалившегося вглубь ледника по трещинам.

АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА ЛЕДНИКОВ заключается в отложении материала движущихся морен в местах конечного таяния льда. Такие скопления обломков называются **отложенными моренами**. Они делятся на три вида – **основные (донные), абляционные и конечные (краевые)**.

Основные морены – наиболее распространенные ледниковые отложения. Они формируются из материала донных морен и откладываются преимущественно за пределами области активной экзарации. Отложение основной морены происходит как в процессе движения ледника, так и в результате его абляции. В процессе движения ледника материал его донной морены уплотняется, теряет пластичность, отделяется от остального льда и заполняет понижения в ложе.

Абляционные морены образуются в пределах областей активного таяния и деградации ледников. Эти морены залегают на основных донных моренах и состоят из материала внутренних и поверхностных морен, собранного воедино вследствие абляции ледника.

Конечные морены образуются при длительном стационарном положении края ледника. Такое положение отвечает динамическому равновесию между поступлением льда и его таянием. В результате у края ледника накапливается приносимый обломочный материал в виде изогнутых гряд высотой до нескольких десятков метров. Так образуется конечная морена насыпного типа. Образование конечных морен также может происходить за счет выталкивания ледником (бульдозерный эффект) материала своих основных донных морен.

ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ

Горные ледники формируются выше снеговой линии на тех участках гор, где выпавший снег не обрушается в виде снежных лавин, а имеет возможность длительное время накапливаться и превращаться в глетчерный лед. Такими участками (областями питания ледников) являются долины водотоков, седловины, межгорные котловины, любые понижения на склонах.

Горные ледники, в сравнении с материковыми, имеют небольшую мощность и площадь распространения. Так площадь Эльбрусского ледника 144 км², на Памире ледниками занято около 10 тыс. км², на Тянь-Шане – 8,5 тыс. км². Наиболее мощный ледник Памира – ледник Федченко - протягивается на 77 км, при ширине около 4 км и толщине льда до 1 км. Двигается он со скоростью 1 м/сут.

ВИДЫ ГОРНЫХ ЛЕДНИКОВ. Среди горных ледников различают **долинные, висячие, каровые**, а также **ледниковые цирки**.

ДОЛИННЫЕ ЛЕДНИКИ наиболее крупные. Они в виде ледовых потоков (языков) медленно спускаются по бывшим долинам горных рек, превращая эти долины в ледниковые. Ледники, спускающиеся по долинам крупных притоков, так же как и речные воды, объединяются в единое тело и продолжают движение вниз (рис. 4.21).



Рис. 4.21. Ледник Федченко. Темные полосы на поверхности ледника – срединные морены

ВИСЯЧИЕ ЛЕДНИКИ – это относительно небольшие образования, движущиеся по долинам боковых, второстепенных притоков, впадающих в основную долину. Висячими эти ледники называются потому, что они не сливаются с основным ледником, а нагромождаются на него, падая сверху. Это вызвано тем, что ледник, движущийся по основной долине, оказывается на более низком уровне.

КАРОВЫЕ ЛЕДНИКИ располагаются в **карах** – относительно небольших (обычно десятки и сотни метров) креслообразных углублениях на склонах хребтов. Стенки каров крутые, часто отвесные, а дно слабо вогнутое. На дне кара располагается маломощный, не имеющий стока, ледник. Кары формируются постепенно на тех участках склонов, где

возникают снежники – скопления снега в небольших углублениях (рис. 4.22). Днем снежник в краевых своих частях тает, талые воды под снегом стекают ко дну углубления и насыщают собой подстилающие породы. Ночью вода в трещинах пород замерзает и образующийся лед производит их морозное выветривание. В летнее время талых вод образуется больше, и они выносят за пределы кара мелкие и растворимые продукты разрушения. Таким образом, кар постепенно углубляется, а стенки его становятся круче. Они закрывают каровый ледник от солнечных лучей и этим замедляют его развитие.

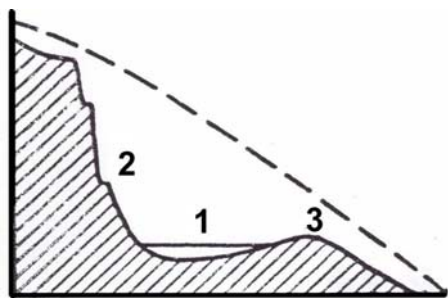


Рис. 4.22. Кар на горном склоне:
1 – озеро, 2 – обрыв, 3 – скалистый барьер (ригель).
Пунктиром показана поверхность растаявшего снега

ЛЕДНИКОВЫЕ ЦИРКИ – обширные чашеобразные впадины с относительно пологим дном и крутыми бортами. Они располагаются в верхних частях гор и приурочены к расширенным местам слияния водотоков. Образование цирков, так же как и каров, вызвано процессами физического морозного выветривания пород, подвижками льда и деятельностью циркулирующих под ними талых вод. Ледовые цирки являются основными областями питания долинных ледников.

ДЕНУДАЦИОННАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА ДОЛИННЫХ ЛЕДНИКОВ.

Именно долинные подвижные ледники выполняют основной объем денудационной и аккумулятивной работы в высокогорных условиях.

ЭРОЗИОННАЯ РАБОТА ДОЛИННЫХ ЛЕДНИКОВ приводит к изменению формы долин, по которым они спускаются. Речные долины превращаются в так называемые U-образные **троговые долины** (нем. *trog* – корыто), для которых характерно слабо вогнутое плоское дно и крутые, почти отвесные борта (рис. 4.23). На участках долин, сложенных более прочными породами, образуются возвышения и скальные выступы (ригели), которые делают продольный профиль трога неровным, ступенчатым.

ТРАНСПОРТИРУЮЩАЯ РАБОТА ДОЛИННЫХ ЛЕДНИКОВ осуществляется в форме движущихся морен – поверхностных, донных и внутренних. При этом поверхностными у долинных ледников являются так называемые **боковые** и **срединные** морены.

Боковые поверхностные морены в виде продольных валов окаймляют ледниковый язык, а срединные располагаются вдоль его центральной части. Такое расположение срединной морены вызвано тем, что образована она в результате слияния боковых морен двух сливаю-

щихся ледников. В зависимости от количества соединяющихся притоков в леднике может образоваться несколько срединных морен.

АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА ДОЛИННЫХ ЛЕДНИКОВ заключается в формировании вблизи мест конечного их таяния трех отложенных морен – основной (донной), налегающей на нее абляционной, и конечной (краевой). У конечной морены может быть несколько поперечных гряд, перегораживающих долину. Это свидетельствует об отступлении края ледника, обусловленных потеплениями климата.

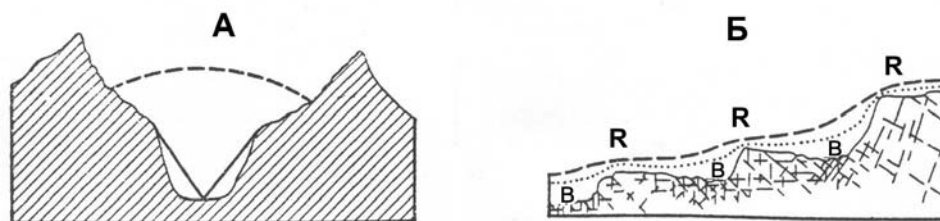


Рис. 4.23. Трог, возникший из V-образной речной долины (А), а также продольный профиль части ледниковой долины (Б) с ригелями (R) и котловинами ледникового выпахивания (B)

МАТЕРИКОВЫЕ ЛЕДНИКИ

Деятельность современных материковых ледников изучается в Антарктиде, Гренландии и других местах. Однако главные особенности этой деятельности остаются скрытыми под толщей льдов. Представление о материковых ледниках, совершающих полный цикл своего развития в пределах суши, можно получить изучая четвертичные (антропогенные) оледенения, неоднократно распространявшихся на северные области Европы и Америки за последние 800 тыс. лет. В Европе центром оледенения была Скандинавия. Оттуда ледники двигались в Южном направлении и достигали центральных районов современной Украины.

При изучении материковых ледников необходимо также уяснить, что их аккумулятивная деятельность – это не только образование отложенных морен. Основную работу выполняют талые воды, циркулирующие в теле ледника и в его основании. Эти воды, промывая различные морены, сортируют и переоткладывают их обломочный материал в виде **водно-ледниковых** или **флювиогляциальных** (лат. *флювиос* – река) отложений. При этом выделяют два типа флювиогляциальных осадков: **внутриледниковые (интрагляциальные)** и **приледниковые (перигляциальные)**, вынесенные за пределы ледника.

ДЕНУДАЦИОННАЯ РАБОТА МАТЕРИКОВЫХ ЛЕДНИКОВ. Эта работа осуществляется за счет радиальных перемещений льда из области питания ледников в сторону их периферийных частей. Такая схема движения льда обусловлена выдавливанием его под действием собственной

тяжести из указанных областей, где толщина ледников наибольшая и где располагается основная часть области их питания (рис. 4.24). Например, в центральной части Антарктиды толщина льда достигает 4, а в Гренландии 3,4 км. У края ледников вследствие их абляции она уменьшается до сотен метров. Пластичный лед заполняет все неровности суши за исключением горных вершин, расположенных в прибрежной зоне. В результате ледник приобретает форму огромного купола, рассеченного в отдельных местах глубокими зияющими трещинами. Лед заполняет прибрежную полосу и, выдвигаясь в сторону моря, образует огромные скопления **шельфового льда**. От краев шельфовых ледников периодически откалываются глыбы разного размера. Их площадь порой достигает десятков километров. В плавающем состоянии такие глыбы – **айсберги** – возвышаются над водой на 1/7 – 1/10 своей высоты.

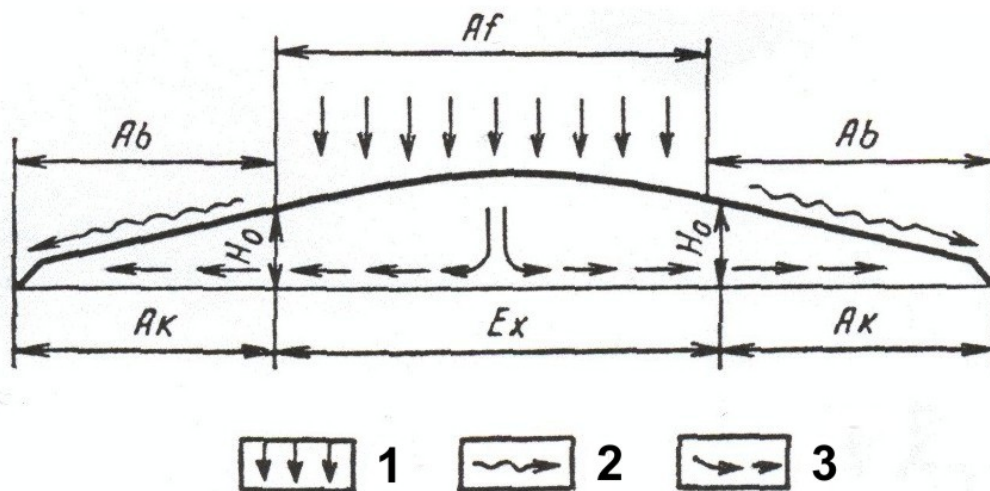


Рис. 4.24. Схема образования и движения материкового ледника: Af - область питания ледника; Ab – области абляции; Ex – зоны экзарации; Ak – зоны ледниковой аккумуляции; Ho – максимальная мощность льда, при которой возможно подледное накопление основной морены; 1 – поступление снежных осадков, 2 – поверхностное стайвание, 3 – направление движения льда

ЭРОЗИОННАЯ РАБОТА материковых ледников в сравнении с горными намного интенсивнее. Это вызвано тем, что в силу своей огромной мощности они оказывают большее давление на горные породы. В результате перемещения материковых льдов происходит общее выравнивание рельефа суши. При этом интенсивность процессов разрушения пород со временем снижается, так как их поверхность, обработанная ледником, становится более сглаженной и обтекаемой. После прохождения ледника на участках с прочными породами образуются кучерявые скалы. В мягких породах ледниковое выпаживание приводит к образованию углублений, в которых после таяния ледника могут возникать озера.

ТРАНСПОРТИРОВКА ПРОДУКТОВ РАЗРУШЕНИЯ пород песчано-глинистого и грубообломочного состава осуществляется в основном в виде **донной движущейся** морены.

Ледник фронтальной своей частью в отдельных местах иногда перемещает крупные, измеряемые километрами, породные массивы, состоящие из молодых осадочных образований. В таких породах возникают многочисленные дислокации в виде складок и разрывов.

Глыбы, валуны и целые скальные отторженцы, перенесенные ледником на десятки и сотни километров, называются **эратическими** (лат. *эратикус* - блуждающий).

АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА МАТЕРИКОВЫХ ЛЕДНИКОВ. Эта работа характеризуется своими особенностями для **современных ледников островного типа и сухопутных ледников**, прошедших полный цикл своего развития в континентальных условиях.

СОВРЕМЕННЫЕ ЛЕДНИКИ ОСТРОВНОГО ТИПА выносят в окружающие моря донную морену, состоящую из неотсортированных продуктов разрушения пород суши. После таяния льда эти продукты откладываются на морском дне в широкой прибрежной полосе. Особая роль в процессах аккумуляции принадлежит айсбергам. Ветром и течениями они перемещаются по определенным маршрутам в океанах. По мере таяния льда от айсбергов отделяется и откладывается на дне весь содержащийся в них обломочный материал.

СУХОПУТНЫЕ ЛЕДНИКИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ оставили на обширных территориях **морены** разного типа – **основные, абляционные и конечные**.

Основные морены состоят из уплотненной смеси валунов, щебня, суглинков, супесей. С этими моренами связаны специфические формы рельефа. Чаще всего это чередование невысоких холмов и западин, иногда заболоченных и занятых озерами. Особыми формами являются **друмлины** (ирл. *друмлин* – холм) – длинные (до 1-2 км) овальные холмы высотой до 30-40 м, ориентированные по направлению движения ледника. Часть друмлинов состоит из морен, а у некоторых в основании находятся коренные породы.

Абляционные морены состоят из суглинков и супесей. Они покрывают осадки основных донных морен, но при этом не образуют отдельного вида отложений ввиду их незначительной мощности.

Конечные морены в рельефе представляют собой изогнутые валоподобные холмы, окаймляющие бывшие границы распространения ледников. Сложены они тем же обломочным материалом, что и основные морены, но в большей степени окатанным.

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ. Как отмечалось ранее, воды циркулирующие в тающем леднике и вытекающие за его пределы, перемывают морены и образуют флювиогляциальные осадки двух типов – **внутриледниковые и приледниковые**.

ВНУТРИЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ вначале образуются непосредственно в леднике, но в процессе и после его таяния эти осадки наклады-

ваются сверху на отложенные морены и подледниковые формы рельефа. В результате внутриледниковые отложения образуют специфические возвышенные формы рельефа – **озы, камы и камовые террасы**.

Озы – валообразные гряды высотой от 10 до 50, а иногда и более метров и протяженностью от сотен метров до десятков километров. Озы вытянуты по направлению движения ледника и сложены хорошо промытыми слоистыми песчано-гравийно-галечными отложениями с включением валунов. Они встречаются в Финляндии, Прибалтике, Белоруссии. Образование озоз связывают с деятельностью крупных внутриледниковых водных русловых потоков.

Камы (нем. *камм* - гребень) представляют собой округлые или конусовидные холмы с крутыми склонами и выположенными вершинами высотой от нескольких до 20, иногда и более метров. Встречаются одиночные и групповые камы. Сложены они отсортированными отложениями – гравием, песками, супесями с горизонтальной слоистостью озерного типа. В отложениях встречаются валуны, неотсортированные осадки морен и так называемые **ленточные глины** (ритмичное чередование тонких слоев глин и песка). Считается, что камы – это осадки озер, которые располагались в ледниковых проталинах на последнем этапе существования уже неподвижного ледника. После таяния ледника эти озерные отложения накладывались на основную морену, создавая возвышения.

Камовые террасы – удлиненные, разной высоты и крутизны террасовидные уступы, окаймляющие камовые холмы и располагающиеся на разных высотах по отношению к ним. Образование камовых террас связано с неравномерным таянием льда в заключительную стадию существования ледника.

ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ образуются в результате выноса тальными водами за пределы ледника мелкозернистого песчано-глинистого материала. Среди этих образований выделяют так называемые **зандры** (нем. *зандер* – песок), **озерно-ледниковые или лимногляциальные** (греч *лимнэ*—озеро) отложения.

Зандры или зандровые поля представляют собой отложения тальных ледниковых вод, вытекающих за пределы конечных морен. Эти воды в пределах ледника формировали внутриледниковые отложения, а выходя за его пределы, растекались по прилегающей равнине. Здесь скорость течения вод снижалась, и они могли выносить только мелкообломочный материал. При этом вблизи ледника и его конечной морены осаждались разноморенные пески с галькой и гравием, а далее на огромных пространствах более однородные пески и, наконец – супеси. Если тальные воды попадали в линейные понижения, то возникали речные водотоки, образующие **долинные зандры**. Примерами крупных зандровых полей могут служить Припятское, Вятское полесье и участки Западно-Сибирской низменности.

Озерноледниковые отложения накапливались в озерах, которые возникали по обе стороны от возвышенных конечных морен. Море-

ны затрудняли сток талых ледниковых вод и являлись препятствием на пути водотоков, движущихся навстречу леднику. Этим создавались условия для образования озер. В прибрежных частях озер накапливались песчаногалечные осадки, а в срединных – ленточные глины с характерной сезонной слоистостью, по которой можно определять продолжительность существования того или иного озера.

Общее соотношение ледниковых и водно-ледниковых форм и отложений показано на схеме (рис. 4.25).

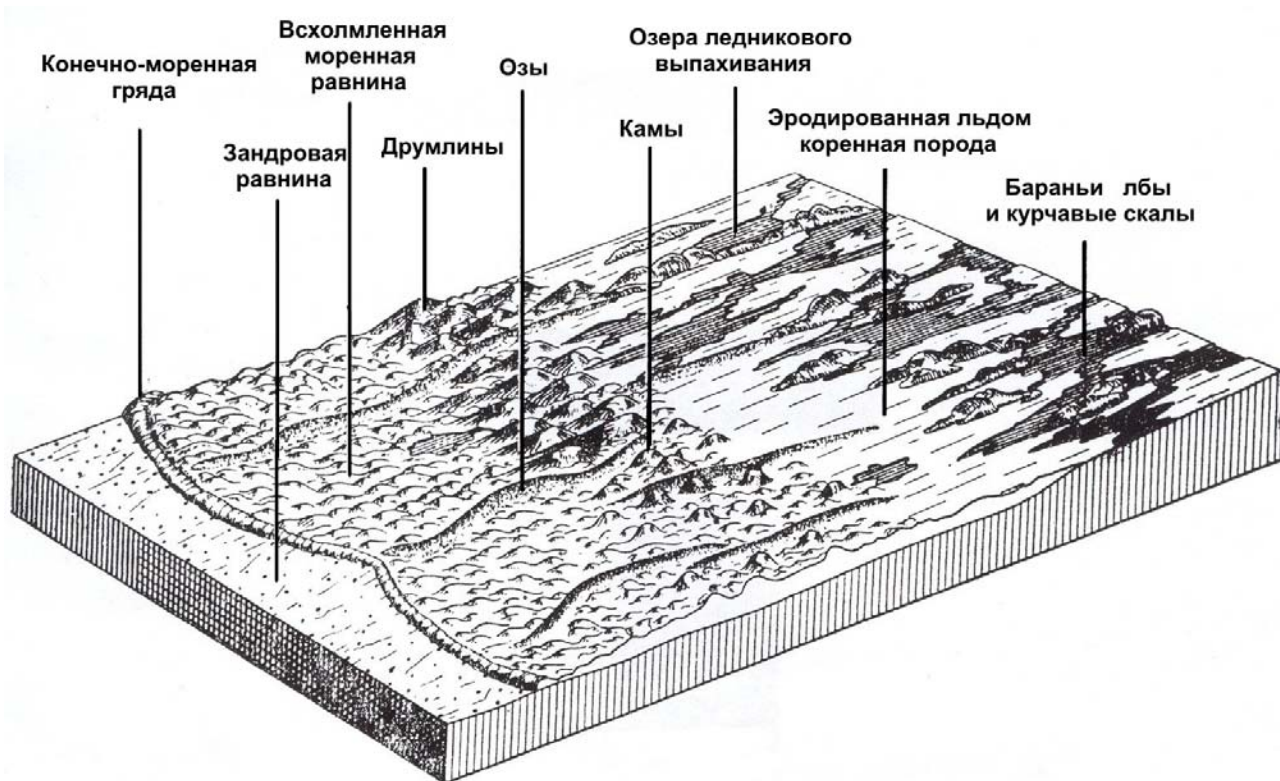


Рис. 4.25. Схема соотношения ледниковых и водно-ледниковых образований

ОЛЕДЕНЕНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ. В геологической истории Земли, начиная с протерозоя, неоднократно возникали условия для более широкого развития материковых ледников. Такие периоды называются **эпохами оледенения**. Об этом свидетельствуют особенности распространения пород, связанных с ледниковой деятельностью. Такие отложения древних морен имеют общее название – **тиллиты**. Как отмечалось ранее, в Западной Европе за последние 800 тыс. лет имели место четыре главные эпохи оледенения, которые называются **гюнц (N)**, **миндель (Q₁)**, **рисс (Q₂)**, **вюрм (Q₃)**. В Восточной Европе принято выделять последние три эпохи, которые называются **лихвинская (Q₁)**, **днепровская (Q₂)** и **валдайская (Q₃)**. Продолжительность каждой из этих эпох похолодания была около 50-90 тыс. лет. Межледниковые периоды характеризовались относительно теплым климатом. Мы живем в очеред-

ной межледниковый период - при условии, если наступит следующая эпоха оледенения. Ледники наиболее мощного днепровского оледенения достигли широты Киева и Полтавы.

ПРИЧИНАМИ ОЛЕДЕНЕНИЙ вероятнее всего являются глобальные изменения климата на Земле, которые могли быть вызваны многими факторами – и астрономическими и геологическими.

Астрономическими факторами, как предполагают исследователи, могут быть периодические изменения эксцентриситета земной орбиты и наклона оси ее вращения к плоскости эклиптики, а также изменения активности Солнца.

Геологические факторы могут быть обусловлены в основном тектоническими движениями. Так, горообразовательные процессы вызывают не только повышение рельефа и образование на нем ледников, но сопровождаются повышенной вулканической деятельностью. Газообразные и тонкопылеватые продукты извержений вулканов уменьшают прозрачность атмосферы и способствуют увеличению облачности. Все это сокращает количество поступающей на Землю солнечной энергии и вызывает общее похолодание климата на планете.

Контрольные вопросы

1. *Каковы формы нахождения льда в природе?*
2. *Охарактеризуйте физические свойства льда.*
3. *При каких условиях формируются многолетнемерзлые горные породы в земной коре?*
4. *В чем сущность процессов, происходящих в многолетнемерзлых горных породах? Назовите эти процессы.*
5. *Где и как образуются ледники? Каковы их типы?*
6. *Назовите виды горных ледников.*
7. *В чем заключается эрозионная работа долинных ледников?*
8. *Назовите и охарактеризуйте виды морен долинных ледников.*
9. *В чем заключается аккумулятивная работа современных материковых ледников островного типа?*
10. *Какие виды морен образуются в результате таяния материковых льдов?*
11. *Охарактеризуйте флювиогляциальные отложения.*
12. *Каковы причины оледенений в геологической истории Земли?*

Глава 14. ПРОЦЕССЫ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ

Океаны, окраинные моря, средиземные и внутриконтинентальные морские водоемы представляют единую водную систему под названием "Мировой океан Земли".

Роль морей и океанов в формировании земной коры чрезвычайно велика. Считается, что не менее 70 – 80 % всех осадочных пород на Земле имеет морское происхождение. И это естественно, так как основная часть всех продуктов разрушения горных пород с материков попадает в моря и океаны.

Особенности денудационной и аккумуляционной деятельности современных морей определяются сложным сочетанием природных условий. Важнейшими факторами этих условий являются:

- рельеф дна, глубина моря и удаленность от берега;
- характер тектонических движений литосферы в прибрежной зоне и тип берега;
- вид и количество поступающего осадочного материала;
- климатические особенности.

Дополнительными факторами являются:

- состав и тектонические условия залегания пород, слагающих берег;
- химические и физические особенности водной среды (концентрация растворенных веществ, температура, давление, освещенность);
- состав животных и растительных организмов;
- наличие и характер морских течений;
- особенности приливно-отливных явлений;
- частота и сила волнений моря (штормов).

В таких же сложных условиях деятельность морей и океанов осуществлялась и в предшествующие геологические эпохи. Этим объясняется большое разнообразие осадочных пород морского происхождения, входящих в состав земной коры.

Содержание главы

Природные условия мирового океана

Рельеф дна морей и океанов

Состав морских вод, их температура и плотность

Органический мир морей

Динамика вод в морях и океанах

Денудационная и аккумулятивная работа моря в прибрежной зоне

Главные факторы развития морских побережий

Развитие приглубых берегов

Развитие отмельных берегов

Комплексное развитие морских побережий

Главные особенности морского осадконакопления

Осадочный материал, поступающий в моря

Морские осадки, их типы и разновидности

Зональность в морском осадконакоплении

Осадки различных зон моря

Осадки береговой зоны (литоральные)

Осадки области шельфа (неритовые)

Осадки материкового склона (батиальные)

Осадки ложа Мирового океана (абиссальные)

Осадки морских лагун

Полезные ископаемые морского происхождения

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Океаны и моря располагаются в разных геотектонических и климатических зонах планеты. Этим определяется большое разнообразие природных условий в различных частях Мирового океана. Поэтому характеристика этих условий включает лишь самые общие сведения.

РЕЛЬЕФ ДНА МОРЕЙ И ОКЕАНОВ. Характеристика рельефа дна Мирового океана приведена во второй главе в разделе 2.3 под соответствующей рубрикой. К этим сведениям необходимо возвратиться, так как они представляют основу, на которой строится дальнейшее изложение.

На рис. 4.26 изображена схема сочетания основных элементов рельефа морского дна для условий, когда между материком и океаном отсутствует переходная область, состоящая из **окраинных морей, островных дуг** и сопутствующих им **глубоководных впадин**. Напомним, что важнейшим элементом также являются **срединные океанические хребты** (рис. 4.27).

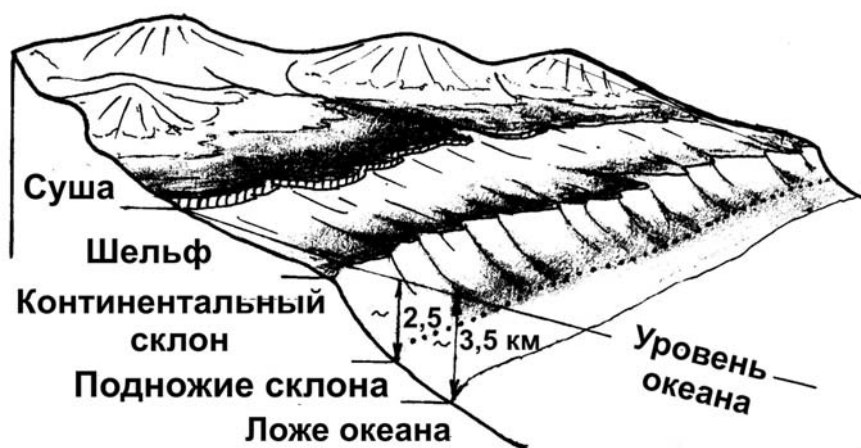


Рис. 4.26. Схема расположения основных форм рельефа морского дна вблизи берегов Атлантического типа

СОСТАВ, ТЕМПЕРАТУРА И ПЛОТНОСТЬ МОРСКИХ ВОД.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МОРСКОЙ ВОДЫ определяется видом растворенных в ней соединений и их количеством или **степенью солености**.

Соленость морской воды – это суммарное содержание растворенных в ней минеральных солей, которое обычно выражается в **промиллях**, обозначаемых знаком ‰ или в весовых процентах. Один промилле равен 0,1 %.

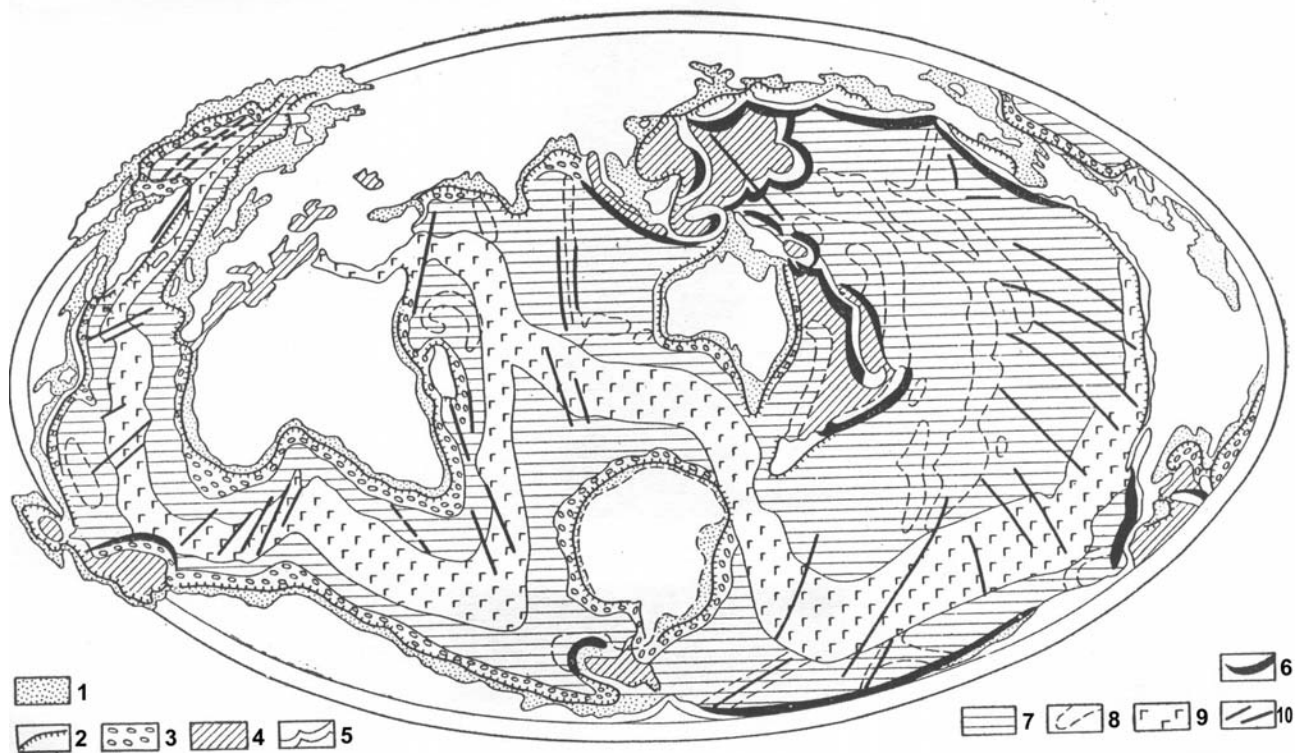


Рис. 4.27. Распределение основных элементов рельефа дна Мирового океана (по О.К. Леонтьеву):

1 – шельф, 2 – материковый склон, 3 – материковое подножие, 4- морские котловины, 5 – островные дуги, 6 – глубоководные желоба, 7 – абиссальные равнины, 8 – океанические валы и возвышенности, 9 - срединно-океанические хребты, 10 – крупнейшие разломы

Соленость вод океанов в среднем составляет около 35 промиллей (35 ‰) или 3,5 %. Это означает, что в 1 литре (кг) воды содержится 35 г растворенных солей. Соленость воды в морях зависит от климатических условий и количества поступающих в водоем пресных речных вод. Так, в Средиземном море соленость изменяется от 34 до 37 ‰, Красном – от 41 до 43 ‰, Черном – от 18 до 22 ‰, Каспийском – от 12 до 15 ‰, а в Азовском составляет около 12 ‰.

Химический состав морских вод представлен практически всеми известными химическими элементами. Однако преобладают только те из них, которые входят в состав наиболее распространенных в воде ионов (табл. 4.1).

Количество и состав катионов и анионов свидетельствует о том, что в океанической воде в растворенном состоянии преобладают хлориды – NaCl (78 %), MgCl₂ (9 %) и KCl (2 %). Сульфатов гораздо меньше – около 6,5 % MgSO₄ и 3,5 % CaSO₄. Остальные соединения составляют менее 1 %.

Газы в морской воде представлены в основном кислородом и углекислым газом. Источником их является атмосфера. В связи с тем, что растворимость газов с понижением температуры повышается, их содержание в морской воде в северных широтах значительно больше, чем в южных.

Таблица 4.1

Содержание главных ионов в океанической воде с соленостью в 35 ‰ (по С. В. Бруевичу)

Катионы	Количество, г/кг	Анионы	Количество, г/кг
Na ⁺	10,7638	Cl ⁻	19,3534
Mg ²⁺	1,2970	SO ₄ ²⁻	2,7007
Ca ²⁺	0,4080	HCO ₃ ⁻	0,1427
K ⁺	0,3875	Br ⁻	0,0659
Sr ²⁺	0,0136		

Максимальное содержание CO₂ отмечается на глубинах более 4500 – 5000 м. С этим связано растворение известковых раковин планктонных организмов в этой зоне моря.

В придонной части некоторых замкнутых водоемов, типа Черного моря, формируется **зона сероводородного (H₂S) заражения воды**. Это заражение обуславливается отсутствием вертикальной циркуляции в воде, вызванной ее расслоением по степени солености. Верхние, менее соленые воды, обогащены кислородом и заселены обычными организмами, а в бескислородной зоне заражения могут существовать только специальные бактерии. Они в процессе своей жизнедеятельности восстанавливают сульфаты и переводят их в сероводород. Содержание его в воде может достигать 5-6 см³/л. В Черном море мертвая сероводородная зона начинается с глубины 150 – 200м.

ТЕМПЕРАТУРА ВОДЫ В МОРЯХ И ОКЕАНАХ играет важную роль в протекании химических реакций и формировании биоценозов, что непосредственно влияет на состав и распространение различных видов осадков на морском дне. Температура воды в верхнем ее слое (100 – 200 м) определяется климатической зональностью. С глубиной температура снижается до отметок 0 – +3 °С, а в Северном ледовитом океане даже до -1 – -2 °С. Большие коррективы в распределении температур вносят мощные холодные и теплые течения в океанах.

ПЛОТНОСТЬ МОРСКОЙ ВОДЫ зависит от ее солености, температуры и глубины, то есть давления, под которым она находится. В целом плотность изменяется в пределах от 1,022 до 1,028 г/см³. В условиях больших давлений и низкой температуры возрастает растворяющая способность морской воды, что имеет большое значение для биогенного осадконакопления.

ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР МОРЕЙ. В целом его разнообразие и общая биомасса зависят от климатических условий. Так, если в экваториальной зоне обитают десятки тысяч видов животных и растений, то вблизи полярного круга лишь несколько сотен. Распространение и развитие различных видов организмов зависит также от строения дна, освещенности, солености и температуры воды, ее динамики и других факторов. Совокупность всех видов организмов в определенной части водоема составляет ее **биоценоз**.

По условиям обитания морские организмы подразделяются на три группы – **бентос**, **планктон** и **нектон**.

БЕНТОННЫЕ ОРГАНИЗМЫ (греч. *бентос* - глубина) обитают на дне моря. Различают **подвижный бентос** – морские ежи и звезды, многие моллюски и др.; **прикрепленный бентос** – кораллы, мшанки, губки водоросли и др. Наибольшее развитие бентос имеет в зоне шельфа.

ПЛАНКТОННЫЕ ОРГАНИЗМЫ (греч. *планктон* – блуждающий) населяют хорошо прогреваемый и освещенный верхний слой воды до глубины 100 – 200 м. Эти организмы самостоятельно передвигаться не могут и в воде находятся во взвешенном состоянии. Различают **фитопланктон** (растительный) и **зоопланктон** (животный). Из твердых остатков планктона образуются соответствующие осадки (илы).

Фитопланктон – это в основном микроскопические **диатомовые водоросли** с кремнистой (SiO_2) оболочкой и **кокколитофориды** – такие же мелкие одноклеточные водоросли с известковой (CaCO_3) оболочкой.

Зоопланктон – это в основном **фораминиферы** – простейшие одноклеточные организмы с известковой раковиной и **радиолярии** со скелетом из кремнезема (SiO_2).

НЕКТОННЫЕ ОРГАНИЗМЫ (греч. *нектон* - свободноплавающий) – это рыбы, головоногие моллюски, млекопитающие, водные пресмыкающиеся.

Морские организмы играют большую роль в геологических процессах. Вначале они строят свои скелеты и раковины, извлекая известковые, кремнистые соединения из воды, а затем, отмирая, образуют скопления этих твердых остатков в виде биогенных осадков. Продукты разложения мягких тканей организмов оказывают влияние на состав морских вод и процессы, происходящие в донных илах. Из них же впоследствии образуются нефть и газ.

ДИНАМИКА ВОД В МОРЯХ И ОКЕАНАХ. Особенности движения водной среды определяют направленность и интенсивность денудационных и аккумулятивных процессов в морях и океанах. При этом сам характер движения воды зависит от сочетания многих геологических факторов. В связи с этим выделяют следующие формы динамики морских вод:

- **волновые движения**, вызванные ветром;
- **океанические и морские течения**;
- **приливно-отливные движения**, обусловленные гравитационным притяжением воды Луной и Солнцем;
- **волны цунами**, возникающие в связи с тектоническими землетрясениями.

ВОЛНОВЫЕ ДВИЖЕНИЯ происходят в верхнем слое воды и с глубиной затихают. Возмущенная волнением толща воды при прохождении волны совершает возвратно-поступательные круговые движения, а поверхность воды – вертикальные колебательные. Элементы волн показаны на схеме (рис. 4.28). При подходе к берегу колебательные движения волн трансформируются в поступательные, разрушающие берега.

Этот процесс у **приглубых** (с крутым профилем дна) и **отмелых** (пологих) берегах происходит по-разному.

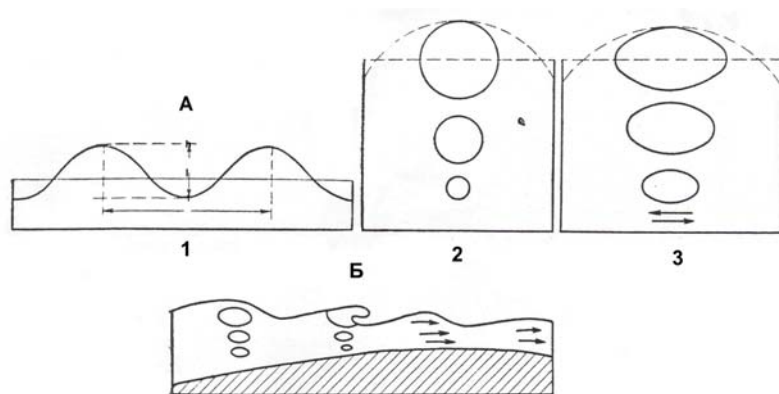


Рис. 4.28. А – характеристика волн:

1 – профиль волны, l – длина волны, h – высота волны, 2 – характер орбиты волны в открытом море, 3 – характер орбиты волны в мелководье, Б – опрокидывание (забурунивание) волны в мелководье

У приглубых берегов происходит механическое взаимодействие волн с твердым крутым дном. При этом нижние части волн замедляют свое движение, а верхние продолжают его с прежней скоростью и некоторым ускорением. В результате гребневые части волн запрокидываются в сторону берегового уступа и вода всей своей массой обрушивается на него.

У отмелых берегов процесс осуществляется в пределах широкой полосы мелководья. Поэтому запрокидывание и разрушение волн (забурунивание) происходит вдали от берега. Вся энергия волн расходуется на взаимодействие их с породами дна, а непосредственно берег волны не разрушают.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ И МОРСКИЕ ТЕЧЕНИЯ обусловлены действием постоянных ветров, перепадами давления и температуры в толще воды, а также силами, возникающими при осевом вращении Земли. Различают **поверхностные, глубинные, придонные и прибрежные** течения, а по температуре воды – **теплые и холодные**.

ПРИЛИВНО-ОТЛИВНЫЕ ДВИЖЕНИЯ – это периодические изменения уровня моря вблизи берега, вызванные силами гравитационного притяжения воды со стороны Луны и Солнца. Основная роль в этом принадлежит Луне, но наибольший эффект достигается в том случае, когда Луна и Солнце выстраиваются в одну линию по одну из сторон Земли. Высота подъема воды навстречу Луне в открытом океане не превышает нескольких метров, но в узких заливах изменения уровня моря могут достигать 10 – 18 м. Приливно-отливные течения переносят массу осадочного материала от берегов в сторону моря и поэтому играют особую роль в режиме осадконакопления в шельфовой зоне морского дна.

ВОЛНЫ ЦУНАМИ были охарактеризованы в шестой главе в разделе 6.3 "Тектонические землетрясения". Это достаточно редкие явления. Однако огромная разрушительная сила этих волн оказывает существенное влияние на денудационные и аккумулятивные процессы в прибрежных зонах океанов.

ДЕНУДАЦИОННАЯ И АККУМУЛЯТИВНАЯ РАБОТА МОРЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ

Новое может возникнуть только в результате разрушения старого. Этот основополагающий закон природы находит яркое подтверждение в процессах, которые протекают в береговой полосе морей. Море разрушает существующие природные объекты, а затем из продуктов разрушения создает новые их формы.

ГЛАВНЫЕ ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ. Денудационная и аккумулятивная работа моря, как отмечалось в начале главы, зависит от многих условий, но для прибрежной полосы важным является сочетание трех основных факторов:

- **типа берега;**
- **тектонических движений литосферы;**
- **состава и условий залегания горных пород, слагающих береговую полосу.**

ТИП БЕРЕГА – это особенности строения берега и прилегающего к нему морского дна. Выделяют **приглубые и отмелье берега**.

У приглубого берега крутой профиль дна и берегового уступа. Глубина в сторону моря быстро увеличивается, в связи с чем практически отсутствует прибрежная полоса мелководья.

У отмелого берега наоборот – низкий береговой уступ и пологий профиль морского дна. Поэтому к берегу примыкает полоса мелководья разной ширины.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ в форме вертикальных ее перемещений могут вызывать общее **поднятие** прибрежных территорий, либо их **опускание**. И то и другое в корне меняют направленность и интенсивность геологической деятельности моря.

При опускании побережья происходит **трансгрессия** (наступление) моря на сушу. Крутой берег усиленно разрушается морем и в результате часть суши преобразуется в его шельфовую зону. Образующееся при этом плоское низкое побережье постепенно покрывается морскими водами и может превратиться в приморские болота. Проникновение моря вглубь материков по долинам рек (**ингрессия моря**) приводит к образованию узких мелководных морских заливов (губ, лиманов).

Поднятие суши вызывает **регрессию** (отступление) моря, в результате чего осушаются прибрежные болота низменных берегов и обнажается часть слабо наклоненной шельфовой зоны у крутых побережий.

СОСТАВ ПОРОД слагающих берег определяет его устойчивость против разрушающего действия морских волн, а следовательно и интенсивность геологических преобразований. В результате на месте быстро разрушаемых пород образуются **гроты, бухты**, а устойчивые породы образуют береговые скалы и **мысы**.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД, слагающих берег, определяют его форму. При горизонтальном залегании пород формируется ровная линия берега. Если породы имеют нарушенное разрывами, складчатое залегание или простирание их направлено под углом к линии берега, то в нем возникнут разного размера бухты и мысы. Обусловлено это тем, что в разных местах морские воды будут вступать в контакт с различными по составу и крепости горными породами.

РАЗВИТИЕ ПРИГЛУБЫХ БЕРЕГОВ. Под развитием берега понимается комплекс взаимосвязанных процессов его **разрушения** и образования из продуктов разрушения соответствующих **аккумулятивных форм** на берегу и на дне моря.

РАЗРУШЕНИЕ ПРИГЛУБОГО БЕРЕГА волнами моря производится вследствие:

- удара волн о крутой берег;
- ударов обломков пород, находящихся в волнах;
- химического воздействия воды на породы.

Вначале под действием морского прилива в основании берегового уступа образуется **волноприбойная ниша** (рис. 4.29). Ее постепенное углубление приводит к обрушению нависающих пород и возникновению отвесного обрыва – **клиффа** (нем. *клифф* – обрыв). В дальнейшем процесс образования ниши повторяется, в результате чего крутой берег отступает в сторону суши. На его месте образуется слабо наклоненная в сторону моря подводная **абразионная терраса**. Сам процесс разрушения морем берега называется **абразией** (лат. *абразио* – сбивать, соскабливать). Берега, подвергшиеся абразии называются **абразионными**.

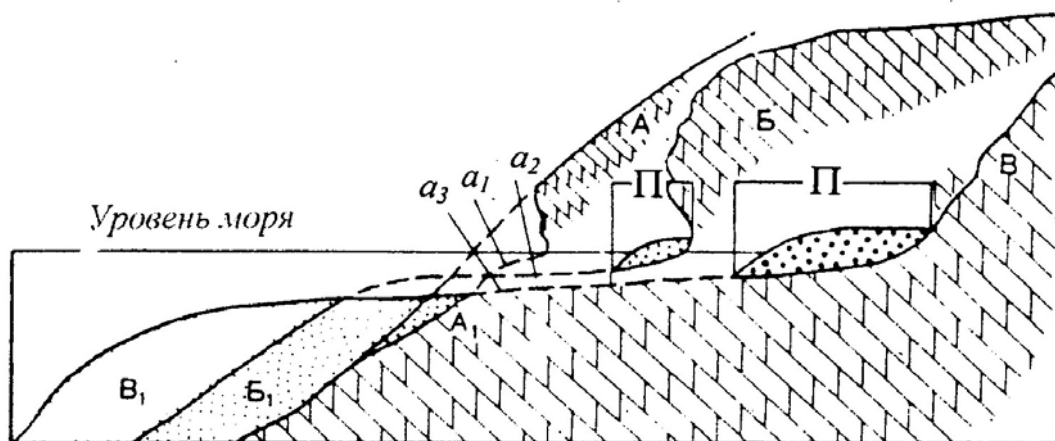


Рис. 4.29. Схема последовательных стадий отступления берега:

А, Б, В – различные положения берегового склона, абрадируемого морем; пунктиром показаны абразионные террасы, соответствующие различным стадиям развития берега; А₁, Б₁, В₁ – различные стадии развития подводной аккумулятивной террасы; П – пляж (по В.П. Зенковичу)

Скорость абразии зависит от состава пород слагающих берег и его тектонической подвижности.

Берега сложенные магматическими и метаморфическими породами, абрадируются медленно, а состоящие из осадочных пород отступают со скоростью, измеряемой сантиметрами и даже метрами в год.

Процессы абразии не могут протекать бесконечно. Вызвано это тем, что абразионная терраса со временем превращается в прибрежное мелководье, ширину которого волны не в силах преодолеть. **Возобновиться абразия может только в том случае, если прибрежная зона начнет тектонически опускаться и глубина моря в пределах абразионной террасы соответственно будет увеличиваться.**

ПРОЦЕССЫ АККУМУЛЯЦИИ У ПРИГЛУБОГО БЕРЕГА осуществляются одновременно с процессами его разрушения. При этом возникают две основные аккумулятивные формы: надводная – **пляж** и подводная – **аккумулятивная терраса**.

Пляжная зона формируется из обломков пород берегового уступа, обрушившихся к основанию клифа. Крупные обломки дробятся морским прибоем, а более мелкие шлифуются и приобретают окатанную форму. Они превращаются в валуны, гальку, гравий и песок. При этом наиболее мелкий песчаный и алевритовый материал **возвратным движением воды** уносится из пляжной зоны в сторону абразионной террасы.

Аккумулятивная подводная терраса формируется в море за пределами абразионной террасы, непосредственно примыкая к ней (см. рис. 4.29). Слагается терраса из мелкопесчаного и алевритового материала, который доставляется сюда из пляжной зоны придонным возвратным стоком воды.

Дополнительным источником обломочного материала, как для аккумулятивной террасы, так и для пляжа является сама подводная абразионная терраса. В пределах этой террасы происходит забурунивание волн и разрушение слагающих ее пород. Более крупные продукты разрушения террасы мощным движением волн выбрасываются на пляж, а более мелкие возвратным движением воды доставляются в пределы аккумулятивной террасы.

РАЗВИТИЕ ОТМЕЛЫХ БЕРЕГОВ. Развитие этих берегов происходит по-другому. В пределах широкой полосы мелководья волны забуруниваются и постепенно гасятся, не достигая подножья берегового уступа. При этом прибойным движением воды на берег выбрасывается обломочный материал, образующийся при разрушении пород, слагающих дно мелководья. В результате на берегу также образуется **пляжная полоса**, состоящая из выброшенного на берег песчаного материала. Расширение такой пляжной зоны превращает ее в **надводную аккумулятивную террасу**. Так как такая терраса нарастает в сторону моря, то и процесс разрушения мелководного морского дна смещается в ту же сторону. Расширение надводной террасы прекращается в связи с переме-

щением зоны прибоя на более глубокие участки дна, а также с наступлением равновесия между прочностью пород дна и разрушающей способностью прибоя.

Дальнейшее нарастание надводной террасы может быть активизировано восходящими тектоническими движениями или поступлением осадочного материала из дополнительных источников. Таковыми могут быть речной сток, вулканические извержения, вдольбереговые морские течения.

КОМПЛЕКСНОЕ РАЗВИТИЕ МОРСКИХ ПОБЕРЕЖИЙ. Протяженные морские побережья не могут располагаться в одинаковых геотектонических условиях и слагаться одними и теми же породами. Поэтому одни участки побережья могут развиваться как приглубые **абразионные берега**, а другие как отмелые – **аккумулятивные**. Соответственно, все побережье обычно представляет собой сложное сочетание различных абразионных и аккумулятивных форм – **абразионных террас, клифов, пляжей, бухт и мысов, кос, пересыпей, примкнутых террас, переим, заливов и лагун**.

БУХТЫ И МЫСЫ, как было отмечено ранее, возникают в связи с неодинаковой разрушаемостью пород на берегу и особенностями тектонических условий их залегания.

КОСЫ И ПЕРЕСЫПИ, ПРИМКНУТЫЕ ТЕРРАСЫ – это аккумулятивные формы, образованные за счет **вдольберегового переноса осадочного материала**. Естественно, что такая форма переноса имеет место в том случае, когда ветры дуют не перпендикулярно, а под углом к берегу, или когда берег изгибается (рис. 4.30). Само формирование указанных форм обусловлено тем, что наиболее интенсивный боковой перенос происходит тогда, когда угол между берегом и фронтом волны составляет 45° .

В том случае, когда коса удлиняясь достигает противоположного берега бухты или залива, она становится **пересыпью**. **Переимы** образуются под прикрытием (в тени) островов. Таким путем формируются мысы и полуострова, у которых прибрежная часть сложена рыхлыми песчаными отложениями.

МОРСКИЕ ЗАЛИВЫ – это достаточно крупные вогнутости коренного берега континентов. Природные условия в таких заливах мало чем отличаются от тех, которые существуют в смежных акваториях. Заливами часто называют и затопленные морем приустьевые участки речных долин, о которых ранее упоминалось под названием лиманов и губ. Вода в таких заливах опресненная, а природные условия являются переходными от речных к морским.

МОРСКИЕ ЛАГУНЫ – это части акваторий, отделившиеся от моря, потерявшие с ним прямую связь. Поэтому соленость воды в лагунах резко отличается от солености воды в море. При этом, в гумидном

влажном климате лагуны становятся **опресненными (солонатоводными)**, а в засушливом аридном – **солеными**.

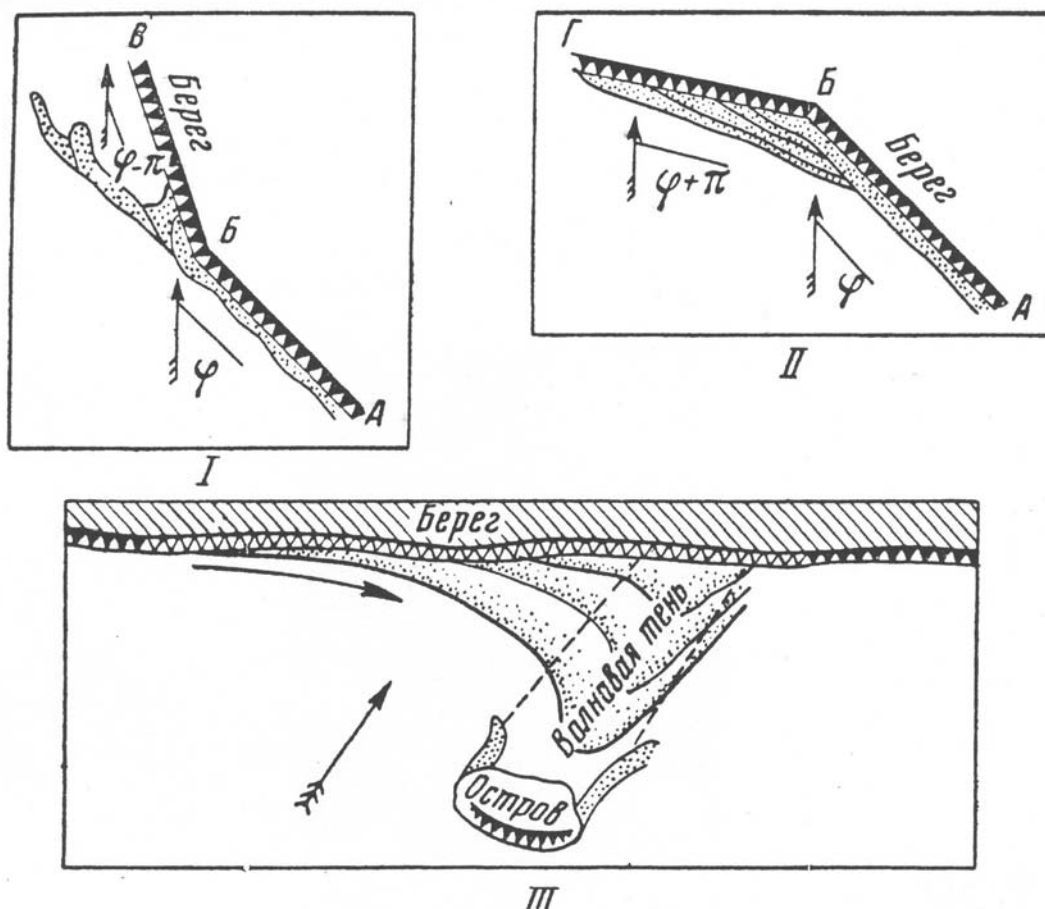


Рис. 4.30. Схема образования некоторых аккумулятивных форм (по В.П. Зенковичу):

I – при повороте береговой линии от моря (коса); II – при повороте к морю (заполнение угла); III – при блокировке участка берега островом (томболо или перейма)

Отгораживание лагун от моря осуществляется разными путями, в том числе в результате тектонических движений отдельных блоков литосферы. Чаще же это происходит за счет образования пересыпей и **баров**.

Бары – это вначале подводные, а затем и надводные песчаные валы, протягивающиеся параллельно берегу на некотором удалении от него. Образуются они на глубине – у самого начала прибрежного мелководья, где происходит забурунивание самых крупных волн. Дно здесь разрушается, а образующийся песок накапливается в полосе, расположенной чуть ближе к берегу. Так постепенно формируется песчаный бар. Даже у такого мелководного моря как Азовское, восточные ветры сформировали типичный бар – Арабатскую стрелку, отделившую соленую лагуну Сиваш.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МОРСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Отдельные участки морского дна отличаются по глубине, удаленности от берега, динамике водной среды, составу организмов, температурным и иным условиям. Поэтому вид минеральных осадков и скорость их накопления в разных частях моря не могут быть одинаковыми. Существуют и общие закономерности в распределении осадков разного вида в соответствии с тем, в каких физико-географических зонах моря они накапливаются.

Другим важным аспектом морского осадконакопления является характеристика осадочного материала поступающего в моря, и типы морских осадков, которые из этого материала образуются.

ОСАДОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ, ПОСТУПАЮЩИЙ В МОРЯ. Согласно расчетам в настоящее время ежегодно с континентов в моря поступает около 27 млрд. т продуктов разрушения горных пород и органических веществ, представляющих собой осадочный материал для морских отложений. Ведущая роль в доставке этих продуктов принадлежит речному стоку (19,4 млрд. т). Ветром переносится около 2,0 млрд., а ледниками – 1,2 млрд. Существенным дополнением являются продукты вулканических извержений (1,7 млрд.) и материал, образующийся при разрушении морских берегов (2,7 млрд.).

Продукты разрушения горных пород, поступающие в моря, находятся **в трех основных физических состояниях: твердом, растворенном в воде и включенным в лед.**

ТВЕРДЫЕ ПРОДУКТЫ – это обломки минералов, горных пород и глинистые частицы. В водной среде, в зависимости от размеров, веса, формы обломков и скорости движения воды, твердые продукты переносятся разными способами – во взвешенном состоянии, путем перекачивания или волочения по дну. При этом происходит сортировка материала по размеру и форме обломков.

РАСТВОРЕННЫЕ В ВОДЕ ПРОДУКТЫ – это ионы и иные химические соединения, образующиеся при растворении минералов, слагающих разрушаемые горные породы. При этом все минералы в той или иной степени растворимы.

Речной сток переносит огромное количество растворенных в воде веществ. У равнинных рек эти вещества составляют до 40 – 50 % от всей массы переносимых продуктов. Так, ежегодно Днепр переносит около 8,13 млн. т растворенных веществ, Енисей – 30,0, Аму-Дарья – 17,7, Волга – 46,5.

ВПЯЯННЫЕ В РЕЧНОЙ ЛЕД И АЙСБЕРГИ обломки горных пород могут быть разной величины – от пылеватых и песчаных частиц до огромных глыб.

МОРСКИЕ ОСАДКИ, ИХ ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ. Характер преобразований поступающего в моря осадочного материала и его превращений в морские донные осадки определяется динамикой водной среды и ее физико-химическими свойствами. В море обломочный материал может неоднократно попадать в разные гидродинамические условия и каждый раз сортироваться по крупности, весу, форме обломков. Откадывается такой материал в соответствующих участках дна в виде однородных по составу осадков.

Сложный процесс осадконакопления называется **седиментацией** (лат. седиментум - осадок), или **седиментогенезом**.

ТИПЫ МОРСКИХ ОСАДКОВ выделяют по их происхождению и составу:

- **терригенные** (лат. *terra* - земля), состоящие из обломочного и глинистого материала;
- **хемогенные**, осаждающиеся из морской воды химическим путем;
- **органогенные или биогенные**, состоящие из скелетных частей и раковин морских организмов;
- **вулканогенные**, образующиеся из продуктов извержения надводных и подводных вулканов;
- **полигенные**, образованные в результате сочетания многих факторов.

Терригенные осадки различаются по их гранулометрическому составу в соответствии с классификацией обломочных осадочных пород. Алевритовые и глинистые осадки называются **минеральными илами**.

Хемогенные включают многие разновидности илистых и оолитовых осадков, из которых образовались соответствующие химические осадочные породы.

Органогенные осадки по составу разделяются на **карбонатные** (известковые), содержащие более 30% CaCO_3 и **кремнистые**, содержащие более 30% аморфного кремнезема (SiO_2). По своему строению это также илы, но **органические**. По **видовому составу организмов** илы могут быть **фораминиферовыми, коралловыми, радиоляриевыми** и др.

Вулканические осадки разделяются по составу и виду продуктов вулканических извержений.

Полигенным осадком считается **красная океаническая глина**, устилающая тонким слоем наиболее удаленные от берегов части ложа Мирового океана. Образовалась глина за счет приносимых ветром глинистых частиц космической пыли и иных поступлений.

ЗОНАЛЬНОСТЬ В МОРСКОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ. Моря и океаны располагаются в различных климатических поясах, имеют определен-

ный профиль дна. Каждый водоем характеризуется своими размерами и формой. В соответствии с этими особенностями в современном морском осадконакоплении имеет место **три основных вида зональности**:

- **климатическая** зональность;
- **вертикальная** (по глубине моря);
- **циркум-континентальная** (по удаленности от берегов).

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ проявляется в том, что разным климатическим зонам соответствуют определенные типы морских осадков. И это естественно, так как во влажном и засушливом климате осадочный материал поступает соответственно в разном количестве и разного состава. Особое влияние климатические условия оказывают на органические осадки. Таким образом, при переходе из одной климатической зоны в другую наблюдаются постепенные изменения в составе и мощности морских осадков.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ обусловлена изменением профиля (глубины) морского дна и его рельефа. От этих условий зависит гидродинамический режим, а соответственно состав и мощность осадков. Кроме того, в наиболее глубоких местах океанов карбонатные органические илы практически не образуются, так как скелетные части простейших организмов успевают раствориться в процессе своего опускания на дно.

ЦИРКУМ-КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ отражает количество поступающего осадочного материала в различные части водоема. А это обстоятельство зависит от удаленности от берега и рельефа прилегающей суши – равнинный он или горный.

Таким образом, распределение современных морских осадков в целом подчинено различным типам зональности, сложно сочетающимися друг с другом и в пространстве и во времени.

ОСАДКИ РАЗЛИЧНЫХ ЗОН МОРЯ

В морях и океанах выделяются несколько основных физико-географических зон или областей, в которых образуются определенные группы осадков. Эти зоны приурочены к основным элементам морского дна и поэтому имеют такие названия:

- **литоральная** (лат. *литоралис* – берег) или **береговая зона**;
- **неритовая** (по названию *моллюска Nerita*), распространенная в пределах материковой отмели (**шельфа**);
- **батиальная** (греч. *батос* – глубокий), приуроченная к **материковому склону**;
- **абиссальная** (греч. *абиссос* – бездонный), расположенная в пределах **ложа Мирового океана**.

ОСАДКИ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ. Литоральные осадки формируются в узкой береговой полосе, которая, тем не менее, отличается наибольшим разнообразием условий для осадконакопления. В целом эти условия определяются типом берега (приглубый он или отмельный), наличием приливно-отливных явлений, климатическими и многими другими факторами. В береговой зоне морей образуются:

- **валунные, галечные, гравийные и песчаные отложения**, слагающие пляжи, надводные и подводные аккумулятивные террасы, косы, пересыпи, бары;
- **алеврито-глинистые** (илистые) осадки мелководных участков, отгороженных от прямого воздействия на них волн;
- **скопления битых раковин** моллюсков, выброшенных на берег;
- болотистые **торфяно-глинистые** осадки в мангровых лесах, развитых в тропических зонах на плоских, затапливаемых морским приливом берегах.

Для литоральных осадков характерны разные формы мелкой ко-сой слоистости и присутствие на поверхности слоев знаков ряби, ходов зарывающихся животных, капель дождя и т.д.

ОСАДКИ ОБЛАСТИ ШЕЛЬФА. Неритовая область моря отличается богатством органического мира и большим объемом поступающего в нее осадочного материала. Здесь образуются осадки **терригенные, органические и химические.**

ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДКИ представлены **валунами, галькой, гравием, песками, алевритами и глинами.** Валуны и галька приурочены к выносам горных рек, а в распределении других осадков существует определенная закономерность. Она выражается в том, что ближе к берегу откладываются наиболее крупнозернистые песчаные осадки, а в сторону моря они сменяются более мелкозернистыми – алевритовыми, алеврито-глинистыми, глинистыми. Такая постепенная смена осадков обусловлена динамикой водной среды в шельфовой зоне. Проходящие по ней волны постоянно взмучивают донные продукты разрушения. Осесть ближе к берегу в виде осадка имеют возможность только наиболее крупные частицы – гравийные и песчаные. Алевритовые и глинистые частицы непрерывно мигрируют, и закрепиться на дне могут только на глубине – там, где действие волн не достигает дна. Такая глубина, в зависимости от величины волн, может составлять многие десятки метров.

Следует учесть, что представленная общая схема распределения неритовых осадков может изменяться под влиянием морских течений.

ОРГАНОГЕННЫЕ ОСАДКИ образуются в тех частях шельфа, куда поступает минимум терригенного материала. Эти осадки представлены **ракушечниками и коралловыми рифами**.

Ракушечники распространены в основном в аридных теплых климатических зонах в виде отдельных пятен и полос. В холодных водах карбонатное вещество раковин растворяется лучше и они редко накапливаются в достаточном количестве.

Коралловые рифы формируются в тропических зонах, в теплых водах богатых кислородом на глубинах, не превышающих 50 метров. Образование рифов происходит за счет роста и смены поколений в колониях кораллов – живых организмов, занимающих известковые трубкообразные камеры. В развитии коралловых рифов также принимают участие известковые водоросли и простейшие организмы – фораминиферы, мшанки, моллюски и др.

По форме и условиям роста выделяют рифы **береговые, барьерные, кольцевые и атоллы**. Береговые рифы примыкают к берегу, а барьерные протягиваются вдоль него на некотором удалении, составляющем иногда десятки километров. Самый крупный – Большой барьерный риф – на северо-востоке Австралии. Он протягивается на 2000 км на удалении 50 – 100 км от берега. Кольцевые рифы образуются вокруг островов так же, как и барьерные. Атоллы по форме кольцевые, но в центре располагается не остров, а лагуна.

В ископаемом состоянии рифовые постройки не редкость. Их мощность достигает сотен, а иногда и более 1000 метров. Это объясняется тем, что наращивание рифов происходило по мере тектонического погружения морского дна.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ образуются в результате выпадения из морской воды **известковистых, железистых, марганцевых, фосфорных** и других соединений в виде оолитов или илистого осадка. Наибольшее значение имеют известковые осадки, из которых образуются известняки. Осаждение CaCO_3 происходит в прибрежной зоне шельфа в условиях жаркого климата.

Образование железистых, марганцевых и алюминиевых (глиноземистых) соединений связано с их коагуляцией в местах смешивания пресных речных или подземных вод, содержащих эти соединения, с солеными морскими водами.

ОСАДКИ МАТЕРИКОВОГО СКЛОНА. Батимальная область моря расположена в интервале глубин от 200 – 400 м до 3000 – 3500 м, где вода находится в практически неподвижном состоянии. Осадочный материал здесь может переноситься только донными течениями, а главную роль в

образовании органических осадков играют планктонные организмы, строящие скелеты из карбоната кальция и кремнезема.

В батимальной области могут накапливаться **терригенные и органо-генные**, а также смешанного типа осадки.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДКИ представлены разнообразными илами и грубообломочными айсберговыми отложениями. Илы по их окраске подразделяются на **синие, красные и зеленые**. Цвет илов отражает условия среды, в которой они образовались.

Синий ил состоит из тончайших глинистых и иловатых частиц с примесью алевритовых и мелкопесчаных. Темный цвет, запах сероводорода и присутствие пирита свидетельствуют о том, что ил формировался в условиях недостатка кислорода - в восстановительной среде. В иле присутствуют остатки планктонных известковых и кремнистых организмов. Распространен синий ил в пределах всего материкового склона и части ложа океана.

Красный ил имеет приблизительно тот же состав, но значительно меньшее распространение. Красные, бурые, желтые тона в окраске ил приобретает за счет окислов железа. Красные илы формируются вблизи выносов крупных рек, осушающих территории с большим содержанием красноцветных продуктов химического выветривания пород.

Зеленый ил отличается большей зернистостью и нередко представлен мелкими песками, состоящими из минерала глауконита. Глауконит образуется из алюмосиликатных минералов или выпадает из растворов, приносимых реками. Распространен зеленый ил в интервале глубин от 80 – 100 м до 2300 м, но преимущественно в области перехода от шельфа к континентальному склону.

ОРГАНОГЕННЫЕ ОСАДКИ в основном представлены известковыми илами, образованными за счет планктонных организмов. Различают **фораминиферовые и птероподовые илы** с примесями мельчайших известковых водорослей – кокколитофоридов.

Фораминиферовые илы – это белые, желтые или зеленоватые рыхлые осадки с примесью алевритовых частиц. Содержание в илах CaCO_3 изменяется от 30 до 90 %. Фораминиферовые илы распространены преимущественно в более глубоководной части континентального склона и часто фациально замещаются синими илами.

Птероподовые илы состоят из раковин пассивноплавающих моллюсков – птеропод, фораминифер, известковых водорослей и алевритовых примесей. В виде отдельных пятен илы распространены в тропических зонах на глубинах от 400 до 2500 м.

ОСАДКИ ЛОЖА МИРОВОГО ОКЕАНА. В абиссальных, удаленных от источников терригенного материала и наиболее глубоких областях океанов основная роль принадлежит **органогенным илам и красным глубоко-**

водным глинам. В целом скорость накопления осадков в пределах ложа океана составляет в среднем несколько миллиметров в 1000 лет.

ОРГАНОГЕННЫЕ ИЛЫ представлены известковыми – **глобигериновыми** и кремнистыми – **диатомовыми, радиоляриевыми**.

Глобигериновый ил состоит преимущественно из мелких раковин и обломков фораминифер из семейства глобигериновых. В виде примесей присутствуют обломки раковин других организмов и терригенный материал. Чистые илы содержат до 98 % CaCO_3 и имеют белую окраску. Глобигериновые илы наиболее распространены в тропических и субтропических зонах на глубинах от 2000 – 3000 м до 4500 м. В более глубоких и холодных водах илы отсутствуют, так как карбонаты там растворяются.

Диатомовый ил состоит из кремнистых панцирей диатомовых водорослей, живущих в верхнем, освещенном слое воды холодных приполярных областей океанов. Содержание аморфного кремнезема в илах изменяется в широких пределах и достигает 70%. Цвет илов кремовый, сероватый. Помимо диатомей в них встречаются радиолярии, спикули губок, терригенный материал айсбергового разноса. Встречаются диатомовые илы на глубинах, начиная с шельфовых зон.

Радиоляриевый ил состоит из кремнистых раковин радиолярий, панцирей диатомей и красной глубоководной глины. Это наиболее глубоководные органические илы приэкваториальной зоны. Их образование становится возможным в областях, расположенных глубже 4500 м – там, где карбонатные илы растворяются. Выше этой глубины радиолярии являются лишь примесью в карбонатных илах.

КРАСНЫЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ ГЛИНЫ распространены на огромных площадях Мирового океана на глубинах ниже 4000 – 4500 м. Они представляют собой глинистые осадки коричневого, бурого цвета, слабожелезистые и марганцовистые. Исследования показали, что в составе этих полигенных осадков присутствуют: нерастворимые остатки раковин планктона, глинистые и другие коллоидные частицы принесенные течениями, золотая пыль, обломочные частицы принесенные айсбергами, продукты вулканических извержений, метеорная пыль, зубы акул.

В красных океанических глинах и на их поверхности, а иногда и среди океанических глубоководных илов встречается большое количество железисто-марганцевых черных и буроватых конкреций размером от миллиметров до 15 – 20 см. В них содержится до 30 химических элементов. В среднем конкреции Тихого океана содержат до 40 % Mn и Fe, до 2 % Co, до 1,8 % Ni.

ОСАДКИ МОРСКИХ ЛАГУН. Осадконакопление в лагунах имеет свои особенности. Главные из них обусловлены степенью солёности воды, которая в свою очередь зависит от интенсивности испарения и количества поступающих в водоем пресных речных вод. В аридном климате морские лагуны становятся **солёными**, а в гумидном **солончатыми** – опресненными.

Осадконакопление в лагунах не имеет определенных закономерностей, так как зависит от сочетания многих факторов: размеров и глубины водоемов, климатических условий, состава и концентрации солей в воде, характера связи между лагуной и морем, а также других особенностей. К тому же само понятие "лагуна" не имеет и не может иметь достаточно четкого определения. В целом эти водоемы по своей природе близки к озерам и лиманам. В них, также как и в озерах, формируются все основные типы осадков – **терригенные, химические и органические.**

Терригенные осадки в основном представлены песчано-глинистыми разностями, химические – различными солями, а органические – соответственно органическими илами, ракушняками, сапропелем, торфом.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ. В морях и их лагунах образовался обширный комплекс полезных ископаемых. Он включает месторождения:

- **угля, нефти и горючего газа;**
- **железных, марганцевых, медных, алюминиевых руд и фосфоритов;**
- **рудных и нерудных минералов в россыпях;**
- **минеральных солей;**
- **строительных материалов, известняков, глин, мергелей, мела.**

УГОЛЬ, НЕФТЬ, ГАЗ – эти горючие ископаемые образовались в результате тектонического погружения осадочных морских толщ, содержащих торфяники и мягкие ткани отмирающих животных. Наиболее благоприятные условия для этого существовали в мелководных заливах, в устьях рек, лиманах, лагунах.

ЖЕЛЕЗНЫЕ, МАРГАНЦЕВЫЕ, МЕДНЫЕ, АЛЮМИНИЕВЫЕ (БОКСИТЫ) РУДЫ И ФОСФОРИТЫ образовались в шельфовой зоне в результате коагуляции соответствующих соединений, приносимых реками в море.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ магнетита, монацита, ильменита, рутила, касситерита, циркона, а также золота и алмазов связаны с гравийно-песчаными отложениями прибрежной полосы морей, а также с песчаными выносами рек в шельфовой зоне.

МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ – это разнообразные осадки соленых морских лагун, развивающихся в аридном жарком климате.

СТРОИТЕЛЬНЫМИ МАТЕРИАЛАМИ являются галечник, гравий, песок, которые образуются в прибрежной зоне морей.

Известняки и мергели возникли из карбонатных и смешанных осадков шельфовой зоны морей, а мел – из органических карбонатных илов глубоководных зон океанов.

Контрольные вопросы

1. *Каковы элементы рельефа дна морей и океанов?*
2. *Охарактеризуйте вещественный состав морских вод.*
3. *Назовите основные виды организмов, населяющих моря.*
4. *Охарактеризуйте механизм волновых движений воды.*
5. *От чего зависит характер развития морского побережья?*
6. *Какой берег является приглубым? Как он развивается?*
7. *Какой берег является отмельным? Как он развивается?*
8. *Охарактеризуйте аккумулятивные террасы – надводную и подводную.*
9. *Что такое абразионная терраса? Где она образуется?*
10. *Как образуются косы, пересыпи, бары?*
11. *Как образуются морские лагуны?*
12. *В каком виде и откуда осадочный материал поступает в моря?*
13. *Каковы основные генетические типы морских осадков?*
14. *Каковы типы зональности в морском осадконакоплении?*
15. *Назовите основные осадки литоральной области моря.*
16. *Какие осадки накапливаются в зоне шельфа?*
17. *Какие осадки образуются в батимальной зоне морей и океанов?*
18. *Какие осадки образуются в абиссальной зоне?*
19. *Каковы особенности осадконакопления в морских лагунах?*
20. *Какие полезные ископаемые образовались в морях?*

Глава 15. ПРОЦЕССЫ В ОЗЕРАХ И БОЛОТАХ

Большинство озер и болот относятся к разряду временных образований. В формировании земной коры они играют подчиненную роль. Отложения озер и болот отличаются небольшой мощностью, а их распространение определяется размерами этих водоемов. Однако образование таких полезных ископаемых, как различные соли и угли, связано с процессами, происходящими в озерах и болотах. Следует также учесть, что озерными водоемами являются и искусственно созданные крупные водохранилища, ставки, заполненные водой бывшие карьеры. В них протекают природные процессы, которые необходимо знать и должным образом регулировать.

Озера – это внутриконтинентальные понижения в рельефе, заполненные водой. Распространены озера во всех климатических поясах, но наибольшее их количество образуется во влажном климате.

Происхождение озерных впадин и особенности осадконакопления в них являются главными вопросами, которые возникают при изучении озер.

Болота – это участки земной поверхности с постоянным избыточным увлажнением и специфической болотной растительностью. При изучении болот важно выяснить причины и условия их формирования, а также характер изменений, которые в них происходят за определенные интервалы времени.

Содержание главы

Образование и развитие озер

Происхождение озерных впадин

Типы озер по их водному режиму и солености

Денудационные процессы в озерах

Осадконакопление в озерах

Осадки озер

Образование и развитие болот

Генетические типы болот

Осадки болот

ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ОЗЕР

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОЗЕРНЫХ ВПАДИН. Образование озерных впадин связано как с **эндогенными**, так и с **экзогенными процессами**. Каждая из этих двух **категорий** включает соответствующие **группы и типы** впадин, приведенные в таблице 4.2.

ОБРАЗОВАНИЕ ОЗЕР ЭНДОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ, как следует из таблицы, связано с вулканизмом и формированием тектонических структур типа грабенов и рифтов. Озерная вода может также скапливаться в вулканических **кратерах и кальдерах** – широких воронках, образующихся в результате взрывов вулканических конусов, а также в долинах водотоков, перегороженных лавовыми потоками. Озера, приуроченные к грабенам и рифтам, являются долгоживущими образованиями. Глубина их может достигать многих сотен метров. Типичный пример такого озера – Байкал. Его максимальная глубина 1740 м, а запасы пресной воды в нем составляют пятую часть мировых.

ОБРАЗОВАНИЕ ОЗЕР ЭКЗОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ связано с деятельностью различных агентов экзогенных процессов (см. таблицу 4.2).

В гравитационную группу входят озера, приуроченные к **провальным-карстовым** понижениям, в основании которых залегают водупорные породы. **Обвальным-запрудным** типом распространены в основном в горных местностях. Озера такого типа образуются в долинах речных

водотоков, перегороженных обвалившимися или сползшими с крутых склонов породами.

Таблица 4.2

Генетическая классификация озерных впадин
(по О. Ф. Якушовой, В. Е. Хаину, В. И. Славину - упрощенная)

Категория	Группа	Генетический тип
Эндогенная	Вулканогенная	Кратерный, кальдерный, лавово-запрудный
	Тектогенная	Грабенный (рифтовый)
Экзогенная	Гравитационная	Провально-карстовый, обвально-запрудный
	Эрозионно-речная	Старичный, дельтовый
	Гляциогенная (ледовая)	Экзарационный, коровый, термокарстовый
	Морская	Реликтово-морской
	Техногенная	Запрудный

В эрозионно-речную группу входят старичные озера равнинных рек, а также мелководные водоемы в пределах речных дельт. Последние приурочены к бывшим дельтовым протокам и понижениям между ними.

В гляциогенную группу входят озера расположенные в понижениях, образованных выпахающей деятельностью материковых и долинных ледников, а также приуроченные к **карам**. В зоне распространения вечной мерзлоты озера образуются в **термокарстовых понижениях**.

Морская группа озерных впадин – это части Мирового океана, потерявшие с ним прямую связь. Типичным примером являются Каспийское и Аральское моря, Ладожское и Онежское озера.

В техногенную группу озер входят **водохранилища** плотинного типа в долинах рек и ручьев, а также водоемы иных типов, созданные руками человека.

ТИПЫ ОЗЕР ПО ИХ ВОДНОМУ РЕЖИМУ И СОЛЕНОСТИ. Водой озера снабжаются за счет речного стока, атмосферных осадков и подземных вод – грунтовых и межпластовых. Соотношение (баланс) между поступающей в озеро водой и убывающей из него называется **гидрологическим режимом озера**. Этот режим во многом определяется генетиче-

ским типом озера, геологическими и климатическими условиями. Важной характеристикой озер является также **солевой состав** их вод, от которого зависит тип озерных осадков.

ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКОМУ РЕЖИМУ озера подразделяются:

- **бессточные озера** распространены в области аридного (сухого) и семиаридного (засушливого) климата. Такие озера не имеют стока и расходуют воду только на испарение;
- **проточные озера** развиты в гумидном (влажном) климате. Воду помимо испарения они отдают и через вытекающие из них реки и ручьи или подземный сток;
- **озера с переменным стоком**, происходящим только во время переполнения их водой.

СОЛЕННОСТЬ И СОЛЕВОЙ СОСТАВ ОЗЕРНЫХ ВОД формируется под влиянием гидрологического режима озера и климатических особенностей. При этом с течением геологического времени соленость воды в озере может изменяться в ту и другую сторону. В пределах водоема соленость также может быть разной – в зависимости от характера и мест расположения источников водного питания озера.

Состав растворенных в озере солей зависит от солевого состава поступающих в него вод, а также типа горных пород, слагающих озерную впадину и прилегающие к ней территории.

Соленые озера по составу растворенных в их воде веществ и степени солености (минерализации) разделяются на три основных типа: **содовые (карбонатные), горько-соленые (сульфатные) и соленые (хлоридные).**

ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОЗЕРАХ. Эти процессы заключаются в разрушении берегов ветровыми волнами. Процесс этот, как известно, называется **абразией**. Однако озерная абразия в сравнении с морской гораздо менее интенсивна и масштабна. Это обусловлено двумя основными причинами: небольшой силой озерных волн и отсутствием зависимости абразионных процессов от тектонических движений. Действительно, любые перемещения земной коры происходят вместе с самим озером, и поэтому изменить уровень воды в нем они не могут. В связи с этим абразия в озерах происходит только в начальный период их развития. В это время формируется береговой уступ (клифф), пляжная зона, абразионная и аккумулятивная террасы. Со временем абразионные процессы затухают и возобновиться они могут только в связи с повышением уровня воды в озере.

Следует отметить, что разрушительная работа озер и водохранилищ зависит не только от их размеров и глубины, но и от состава горных пород, слагающих берега. Нередко абразия, подрабатывая крутой берег,

вызывает образование оползней и обвалов. Это приводит к активизации процессов денудации.

ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ОЗЕРАХ. Это основной геологический процесс в озерах. В первую очередь он зависит от размеров водоема, геологического строения прилегающих территорий, а также климатических условий. Эти главные особенности определяют другие важные факторы осадконакопления в озерах – вид и количество осадочного материала, поступающего в озеро, динамику водной среды, гидрогеологический режим водоема.

ОСАДОЧНЫЙ МАТЕРИАЛ в виде твердых продуктов разрушения горных пород, растворенных в воде веществ, органических остатков поступает в озера с береговых склонов, образуется непосредственно в озерах, приносится поверхностными водотоками и подземным водным стоком.

ДИНАМИКА ВОДНОЙ СРЕДЫ озер отличается тем, что в движении находятся только верхние слои воды, а для глубоких частей характерны застойные условия. В прибрежной зоне преобладает волновая динамика, а также временные вдольбереговые течения, вызванные ветрами, направленными под углом к берегу. Мощность верхнего подвижного слоя воды зависит от размеров и глубины озера. Существенные коррективы в динамику вод озера может вносить речной сток.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ также определяет многие факторы осадконакопления – динамику водной среды, соленость вод, органическую жизнь в озере.

ОСАДКИ ОЗЕР. Озерные осадки по своему происхождению и составу разделяются на три типа:

- **терригенные (обломочные)**, состоящие из обломков минералов и горных пород, а также глин;
- **хемогенные (химические)**, образующиеся за счет осаждения растворенных в воде солей и коллоидов;
- **органогенные (органические)**, образующиеся в результате скопления остатков животных и растительных организмов.

Соотношение разных типов осадков в озере определяется всей совокупностью ранее охарактеризованных геологических факторов.

ТЕРРИГЕННЫЕ ОСАДКИ преобладают в крупных озерах, куда впадает много водотоков и где формируются абразионные берега. Здесь в прибрежной зоне могут накапливаться **галечные, гравийные, песчаные осадки**, слагающие аккумулятивные формы – пляжи, надводные и подводные террасы, косы. **Алевритовые осадки** накапливаются на определенном удалении от береговой зоны, а **глинистые** постепенно

замещающая алевритовые, занимают наиболее глубоководные центральные части дна. Эти осадки образуют илы терригенного, терригенно-органогенного или терригенно-химического состава. В небольших озерах, где отсутствуют волнения, иловые осадки накапливаются непосредственно у берега.

ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ в озерах образуются в основном двумя способами – за счет **выпадения из воды** при критических концентрациях веществ и в результате **коагуляции коллоидов**.

Выпадение веществ из растворов происходит как в соленых, так и в пресных водах. В соленых озерах, расположенных в засушливом климате, увеличение концентрации веществ происходит за счет интенсивного испарения. Так осаждаются илы, состоящие из мелких кристалликов **поваренной и калийной солей, мирабилита (глауберовой соли), соды, гипса** и многих других химических соединений. В пресноводных озерах, расположенных в зоне влажного климата, происходит накопление **карбонатного ила**, из которого образуются известняки и мергели.

Коагуляция коллоидных веществ – гидроокислов железа, иногда марганца – происходит в пресноводных озерах, расположенных в гумидных климатических зонах. Там местами образуются скопления **озерных железных руд**, имеющих преимущественно оолитовую структуру.

В тропических и субтропических областях в озерах наряду с оолитовыми железными рудами накапливаются и **алюминиевые (бокситы)** с такой же структурой.

ОРГАНОГЕННЫЕ ОСАДКИ образуются во всех озерах за исключением наиболее соленых. Эти осадки распределены зонально – в зависимости от глубины и состава исходной органической массы.

Прибрежное мелководье большинства пресноводных озер зарастает разнообразной древесной, травянистой растительностью и водорослями. Их отмирающие части, как и в болотных условиях, опускаясь на дно, гумифицируются и образуют **торф**.

В более глубоких и центральных частях озер на дно оседает отмирающий фито- и зоопланктон, а также мягкие ткани различных организмов – рыб, членистоногих, червей и др. Вся эта биомасса вместе с терригенными илами образует органический ил, который без доступа кислорода битуминизируется и превращается в **сапрпель** (греч. сапрос – гнилой, пелос – ил). Сапрпель является исходным продуктом для последующего образования из него нефти, газа и других битумов, а также сапрпелевого угля и горючих сланцев.

В некоторых озерах образуются отдельные скопления **раковин моллюсков**, а также кремнистого **диатомового ила**.

ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ БОЛОТ

Болота формируются на различных формах рельефа. Основным условием для этого является постоянное избыточное увлажнение почвы. Избыток влаги может быть обусловлен наличием в подпочве водоупорных пород, повышением уровня грунтовых вод, а также подтоплением территорий со стороны водоемов и водотоков.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БОЛОТ. Болота по месту их формирования можно разделить на две группы – **внутриконтинентальные болота и приморские.**

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ БОЛОТА в зависимости от их приуроченности к различным частям рельефа, водным объектам и способу питания разделяют на три основных типа – **низинные болота, верховые и переходные.**

Низинные болота образуются в понижениях рельефа и имеют вогнутую поверхность. Их питание может осуществляться за счет атмосферных, грунтовых или речных вод, богатых минеральными веществами. Поэтому здесь развивается требовательная к условиям питания растительность. Из древесных – ольха и береза, а из травянистых – осоки, хвощи, зеленые мхи.

Низинные болота часто образуются на месте озерных водоемов в результате их зарастания и заболачивания. Такой процесс начинается в прибрежной части озера и постепенно распространяется на остальную его площадь.

Верховые болота формируются на водоразделах, пологих склонах и поэтому имеют выпуклую поверхность. Такие болота образуются во влажном климате, так как их питание осуществляется за счет атмосферных осадков. В связи с недостатком минеральных солей в атмосферных водах здесь развивается растительность, мало требовательная к содержанию питательных веществ. Основная роль принадлежит сфагновым мхам.

Переходные болота по своему местоположению, способу питания и составу растительности занимают промежуточное положение в сравнении с низинными и верховыми болотами. При этом во многих случаях все типы болот связываются взаимными переходами, так как их развитие нередко происходит на одних и тех же территориях.

Приморские болота развиты на низких, подтапливаемых морем берегах, а также на периодически затапливаемых приливом площадях. Такие болота развиты на атлантическом побережье Северной Америки, на островах Индонезии и во многих других районах. В таких условиях преобладают лесные болота со специфической древесной растительно-

стью. В тропических и субтропических зонах развиваются так называемые **мангровые** лесные заросли.

Развитие каждого приморского болота зависит от тенденций в изменении уровня моря. При постепенном повышении уровня болото распространяется на прилегающие территории и мощность его отложений увеличивается. При понижении уровня процесс развивается в обратном направлении. Само изменение уровня моря, как известно, может быть вызвано двумя причинами – эвстатическими колебаниями уровня мирового океана и вертикальными перемещениями литосферы в прибрежной области.

ОСАДКИ БОЛОТ. В болотах в основном накапливаются два вида осадков – **хемогенные и органогенные.**

ХИМИЧЕСКИЕ ОСАДКИ – **болотная известь и болотные железные руды** образуются соответственно из карбонатных и железистых соединений, приносимых в болото грунтовыми водами.

Болотная известь или болотный мергель образуется в том случае, если болото питается жесткими, с большим содержанием карбонатов, водами.

Болотные железные руды в виде полужидких масс оседают на дно болот. Эти образования белого цвета состоят из мельчайших шариков сидерита (FeCO_3). При соприкосновении с воздухом происходит их окисление и они превращаются в **бурый железняк.**

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСАДКИ БОЛОТ представлены торфяными массами. Торф представляет собой полуразложившиеся отмершие растительные остатки коричневого, бурого или почти черного цвета. Образование торфа происходит благодаря тому, что остатки отмирающих растений погружены в воду или сильно увлажненную среду. В таких условиях клетчатка растений [$n(\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_5)$] не окисляется кислородом воздуха и не превращается в углекислый газ и воду. Она подвергается медленному разложению анаэробными бактериями, низшими грибами и сохраняется в виде не потерявших свою форму растительных остатков.

Такой процесс разложения растительной массы называется ее **гумификацией**. Он сопровождается также образованием гумусовых веществ и увеличением содержания углерода в торфяной массе до 57 – 59 %. Сухой торф используется как топливо, а при его переработке можно получать спирт, фенол, парафин и другие продукты.

В случае опускания литосферы и погружения торфяных залежей и вмещающих их пород на большие глубины происходит дальнейшие преобразования торфа, которые называются процессами **углефикации**. Вначале торф превращается в бурый уголь, а затем в каменные угли различных марок. Погружение углей на восьмикилометровую глубину превращает их в антрациты.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятиям "озера" и "болота".
2. Какими по происхождению могут быть озерные впадины?
3. Что понимается под гидрологическим режимом озера и его солоностью?
4. Назовите типы озер по их водному режиму и минерализации.
5. В чем состоит сущность денудационных процессов в озерах?
6. Каковы главные особенности осадконакопления в озерах?
7. Какие типы осадков образуются в озерах? Какими отложениями они представлены?
8. Каковы принципы классификации болот по условиям формирования?
9. Как образуются химические осадки болот?
10. Что представляет собой процесс гумификации и углефикации?

Глава 16. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Энергия гравитационного поля Земли является основной движущей силой эндогенных и экзогенных геологических процессов. В экзогенных процессах силы тяготения приводят в действие так называемые подвижные среды – воздушную, водную, ледовую. Однако эти же силы в сущности делают подвижной и твердую геологическую среду – земную кору. Обломки пород и грунты под действием сил гравитации медленно перемещаются вниз на пологих склонах рельефа или обрушаются на крутых его участках. Такие явления называются гравитационными.

Под гравитационными явлениями понимается перемещение горных пород под действием силы тяжести с последующим их разрушением и накоплением в виде рыхлых – коллювиальных отложений (лат. *коллювио* – скопление).

Содержание главы

Классификация гравитационных явлений

Собственно гравитационные явления – обвалы, осыпи, крип

Гравитационно-водные явления – оползни

Водно-гравитационные явления – оплывы, оползневые потоки, солифлюкция, оползни течения, подводные гравитационные явления

КЛАССИФИКАЦИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ ЯВЛЕНИЙ. Выходящие на поверхность монолитные массивы горных пород даже в условиях крутых склонов могут длительное время находиться в состоянии относительного покоя. Однако, со временем равновесие будет нарушено. Это вызвано тем, что в породах в результате их физического выветривания расширяются существующие трещины и возникнут новые. Сеть трещин массива разделится на многочисленные разноразмерные блоки. По мере расширения трещин отдельные внешние блоки начнут терять тесную связь

с массивом, а вместе с этим и былую механическую устойчивость. Под действием сил тяготения они окончательно отделятся от массива и уже в виде обломков, преодолевая силы трения, сместятся вниз по склону.

Расширение и образование трещин в породном массиве может быть вызвано физическим выветриванием, тектоническими движениями и землетрясениями, образованием пустот, подработкой оснований склонов водотоками, морской абразией, строительными работами.

Большую роль в формировании некоторых видов гравитационных явлений играют **подземные воды**. Они выщелачивают и вымывают из некоторых слоев отдельные минералы и мелкие частички, что приводит к разуплотнению пород и их сдвигениям. Кроме того, подземные воды смачивают и размягчают глинистые слои, в результате чего на склонах по ним легко скользят вышележащие породы.

Существенное значение имеют обильные **атмосферные осадки**. Они насыщают водой верхние части породных массивов. Это утяжеляет, разрыхляет породы и делает их пластичными. Такие обводненные грунты, находясь на склонах, теряют устойчивость и смещаются вниз.

Формирование разнообразных гравитационных явлений обусловлено сочетанием многих природных факторов - таких как крутизна, протяженность и форма склонов; состав, трещиноватость и влажность пород; тектонические условия залегания и климатические особенности; наличие растительности, деятельность человека и другие факторы. При этом наличие в породном массиве подземных или просачивающихся атмосферных вод играет в большинстве случаев основную роль в формировании гравитационных явлений. С учетом этого фактора все гравитационные явления с достаточной долей условности можно разделить на три группы:

- **собственно гравитационные;**
- **гравитационно-водные;**
- **водно-гравитационные.**

СОБСТВЕННО ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

В возникновении собственно гравитационных явлений главный фактор – силы тяготения. Эти явления происходят на крутых склонах в виде **обвалов, осыпей и крипа** (англ. *крип* – ползти, сползать).

ОБВАЛЫ. При обвалах часть пород отделяется от основного массива по трещинам, летит вниз ударяясь о выступы и разрушаясь. Чем прочнее порода, тем ее обломки будут крупнее. Обломки нагромождаются у основания склона и образуют обвальные скопления.

Обвальная ситуация может формироваться длительное время, но происходят обвалы мгновенно, вызывая нередко катастрофические последствия. Так, например, на Памире в 1911 г. обвалились породы, общая масса которых составила около 8 млрд. т. В результате на р. Мургаб

возникла плотина высотой 600 м, за которой образовалось Сарезское озеро длиной 80 км. В Крыму в 1894 г. обвалилась часть горы Южная Демерджи длиной 460 и шириной 300-400 м. Обрушившаяся масса пород образовала на склоне горы конус шириной до 900 м и разрушила несколько домов в селении, расположенном у подножия.

Обвалы могут происходить и в подземных пустотах – карстовых и суффозионных. В результате обрушения сводов пустот на поверхности нередко возникают провалы и углубления, по своей форме повторяющие контуры обвалившихся масс.

Обвалы в горах могут быть вызваны **снежными лавинами**, которые сами представляют явления того же класса. Огромная скорость падения (до 200 км/ч) снежных лавин развивает мощное воздушное движение, которое с корнями вырывает деревья, увлекает за собой обломки горных пород, разрушает постройки.

В подземных горных выработках обвальные явления отмечаются наиболее часто. Здесь могут происходить **внезапные обрушения пород кровли выработок** и **вывалы** трещиноватых пород. В лавах случаются внезапные **посадки кровли** по всей их площади или на отдельных участках, обычно ограниченных разрывными нарушениями. Так называемые **горные удары** – результат резкого проседания отдельных блоков горного массива внутри шахтного поля. Горные удары обычно возникают в тех случаях, когда блоки ограничены со всех сторон разрывными нарушениями, а снизу подработаны выработками. Особый вид гравитационных явлений – медленное **сдвигание пород**, расположенных над пустотой выемочного пространства, занятого ранее угольными пластами или рудными телами. Распространение этих сдвижений на всю вышележащую толщу приводит к проседанию дневной поверхности на площади подработанного пространства, разрушению строительных объектов и подтоплению опущенных территорий вследствие повышения на них уровня грунтовых вод.

В результате крупных обвалов возникают **землетрясения** небольшой силы, которые относятся к классу **экзогенных**. Они ощущаются лишь на небольшом расстоянии от обвала, так как их очаги располагаются на поверхности или на относительно небольшой глубине.

К мерам борьбы и предупреждения обвалов можно отнести: укрепление различными способами породных массивов на обвалоопасных участках; слежение за состоянием существующих трещин; строгое инженерно-геологическое обоснование при возведении строительных объектов; сглаживание склонов и взрывание нависающих участков массива.

ОСЫПИ. Эти явления развиваются намного медленнее обвальных, но распространены значительно шире. Осыпи формируются вдоль крутых склонов и состоят из обвалившихся сверху остроугольных обломков пород – продуктов их физического выветривания. Такие обломки, накапливаясь в достаточном количестве, начинают медленное движение вниз по склону в том случае, если угол падения склона приближается по своему значению к **углу естественного откоса** обломочного материала в осыпи. Угол откоса изменяется обычно в пределах от 26 до 40° и зави-

сит от состава пород, величины и формы обломков, наличия в них влаги и более мелких частиц. Мощность осыпного слоя может достигать нескольких метров, а скорость движения изменяться от сантиметров в год до 1-2 см и более в сутки. Обычно осыпи наблюдаются в горных районах. Однако, многие склоны оврагов и речных долин, сложенные рыхлыми породами, также подвержены осыпным явлениям.

Иногда осыпи при своем движении на более крутых участках склонов разделяются на узкие потоки (рис. 4.31). Скорость движения обломков в таких потоках резко возрастает и они в отдельные моменты могут превращаться в **сухие обломочные лавины**, сметающие на своем пути преграды.

Осыпные явления нередко формируются в бортах карьеров и на склонах крупных породных отвалов, образующихся в результате работы шахт, рудников, обогатительных фабрик.

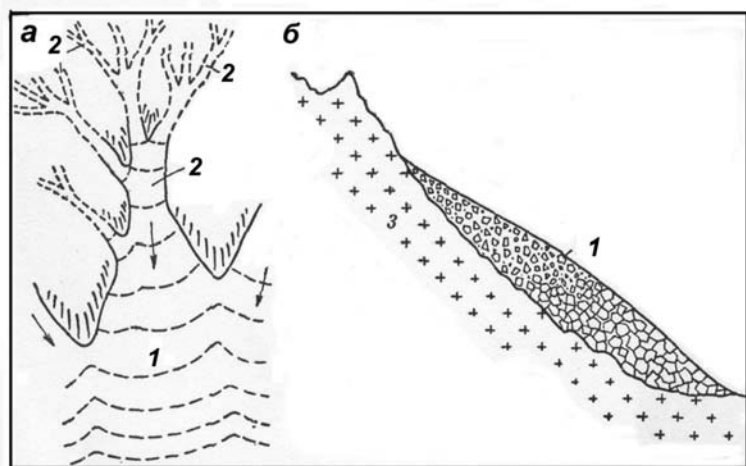


Рис. 4.31. Схема строения осыпи:

а — в плане; б — в разрезе; 1 — осыпной шлейф, 2 — осыпные потоки (лотки), 3 — скальные породы, стрелки — направления осыпания обломков, пунктир — условные горизонтальные

КРИП. Это очень медленное смещение рыхлых склоновых отложений под влиянием периодического изменения объема грунтовой массы, вызываемого изменениями ее влажности и температуры. Мощность движущихся масс, включая выветрелый слой подстилающих коренных пород, может достигать нескольких сантиметров и даже метров. Средняя скорость движения колеблется от долей сантиметров в год до 10 см и более за неделю в зависимости от крутизны склона, климатических, погодных условий и свойств грунтов.

ГРАВИТАЦИОННО-ВОДНЫЕ ЯВЛЕНИЯ

К гравитационно-водным относятся **оползневые явления**. Они развиваются на склонах и поэтому особенно широко распространены в горных местностях, в бортах речных долин и оврагов, вдоль возвышенных морских берегов.

В формировании оползневого процесса крутизна склонов не имеет определяющего значения. Первостепенную роль играют другие фак-

торы – наличие разных по составу и свойствам пород, тектонические условия их залегания, и в особенности обводненность массива, присутствие в нем горизонтов подземных вод, трещин, слоев глинистых пород и т.д. Поэтому оползневые явления по условиям формирования и масштабам очень разнообразны – от небольших по объему породных масс, измеряемых десятками тонн до целых горных отрогов. Более полная характеристика приводится для явлений среднего масштаба под общим названием **оползни**.

ОПОЛЗНИ. Отличительной особенностью оползней является то, что отделившиеся породы скользят вниз вдоль возникшей в массиве поверхности смещения, а не падают как при обвалах. Структура пород в начальный этап развития оползня не нарушается и оползневая масса не рассыпается на отдельные глыбы.

Принципиальная схема строения оползневого склона представлена на рис. 4.32. На ней обозначены основные элементы оползня – **оползневое тело (оползневое накопление), поверхность смещения или скольжения, надоползневой уступ, тыловой шов и подошва оползня**. Поверхность смещения возникает в соответствии с законами механики. В поперечном разрезе она представляет собой вогнутую кривую, близкую к параболе, низшая точка которой определяется **базисом (уровнем) оползания**.

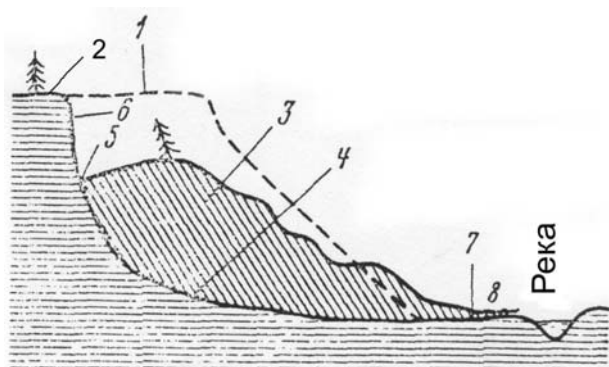


Рис. 4.32. Схема оползневого склона:

1 – первоначальное положение склона, 2 – ненарушенный склон, 3 – оползневое тело, 4 – поверхность скольжения, 5 – тыловой шов, 6 – надоползневой уступ, 7 – подошва оползня, 8 – источник

Поверхность оползневого тела (оползневая терраса) в результате его сдвижения обычно приобретает наклон в сторону коренного массива и в образовавшемся углублении вдоль тылового шва часто скапливается вода и поселяется болотная растительность. Иногда поверхности оползневых тел в тыльной своей части закруглены и по форме напоминают полуцирки, открытые в сторону склона. Стволы деревьев в пределах подвижных оползневых тел приобретают наклон в разные стороны. Такая особенность получила название **пьяного леса** и является признаком оползневого процесса на склоне.

Обычно в строении оползневого тела происходят изменения по мере его движения вдоль склона. В нижней части склона, встречая препятствие, тело оползня дробится и сминается в мелкие складки. Схема такого сложного оползня показана на рис. 4.33. Ее следует внимательно изучить и запомнить названия основных элементов. На схеме **деляпсивной** части

оползня (лат. *деляпсис* – скольжение, падение) соответствует его верхняя зона, где породы сохраняют свою текстуру и порядок чередования. Нижняя часть оползня, где породы раздроблены, вспучены и смяты в складки, соответствует **детрузивной** части оползня (лат. *детрузио* – сталкивание).



Рис. 4.33. Схема сложного оползня (по Е.В. Шанцеру)

ПРИЧИНЫ ОПОЛЗНЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ разнообразны. К наиболее существенным следует отнести:

- интенсивный подмыв берега рекой или морской абразией, увеличивающий крутизну склона и его напряженное состояние;
- увлажнение и утяжеление пород на склоне за счет атмосферных осадков и подземных вод;
- наличие глинистых пород внутри массива, которые в условиях увлажнения становятся поверхностями и слоями облегченного скольжения;
- ослабление пород, залегающих в основании склона, в результате выноса из них подземными водами растворимых соединений и мелких твердых частиц (суффозионные процессы);
- гидродинамический напор подземных вод, способный выдвинуть обнажающуюся часть водоносного слоя и этим нарушить устойчивость массива;
- наличие в массиве разрывных нарушений и трещин, наклон которых совпадает с направлением падения склона;
- любое хозяйственное освоение территорий, при котором нарушается механическое равновесие пород на склонах.

В зависимости от конкретных условий оползни возникают под влиянием одного фактора, но чаще в результате различного их сочетания.

РАЗМЕРЫ И ДРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ ОПОЛЗНЕЙ бывают разными. Вдоль крутых берегов рек и морей местами формируются целые оползневые зоны протяженностью в десятки километров, состоящие из отдельных оползневых участков длиной в десятки и сотни метров. Крупные оползневые зоны имеются вдоль правых берегов Днепра и Волги (в районе Киева, Канева, Саратова), а также на Черноморском побережье – в Крыму, в районе Одессы и Сочи. В Крыму многие оползни вызваны нарушением путей движения грунтовых вод в результате строительства вдоль побережья шоссейных дорог. Другая их часть обусловлена интенсивной морской абразией берегов и иными факторами.

Кроме протяженности и ширины важными параметрами оползня являются **угол наклона поверхности скольжения, глубина ее залегания и скорость движения**. По крутизне поверхности скольжения различают оползни: очень пологие (не более 5°), пологие ($5-15^\circ$), крутые ($15-45^\circ$), очень крутые (больше 45°). По глубине залегания поверхности скольжения: мелкие (до 5 м), глубокие (до 20 м), очень глубокие (глубже 20 м). Скорость смещения оползневых тел в отдельные моменты изменяется от нескольких сантиметров в сутки до десятков километров в час. Такие катастрофические оползни могут возникать в горах на очень крутых склонах при участии огромных массивов горных пород.

Транспортирующая способность оползневых явлений зависит от массы оползневых тел и скорости их движения. Обычно эти показатели не столь велики. Однако, нередки случаи образования катастрофических оползней, приносящих огромный материальный ущерб и приводящих к человеческим жертвам. Такие оползни время от времени возникают в самых различных уголках континентов.

МЕРЫ ПО БОРЬБЕ С ОПОЛЗНЯМИ И ИХ ПРЕДОТВРАЩЕНИЮ разрабатываются и осуществляются в соответствии с основными причинами, вызывающими оползневые явления. Такими мерами на оползневых участках могут быть:

- сглаживание склонов путем срезания возвышенных его частей и засыпки пониженных;
- строительство подпорных бетонных стенок у оснований склонов для их укрепления;
- сооружение дамб и волноломов, защищающих основания береговых склонов от речной эрозии и морской абразии;
- устройство сети бетонированных канав для отвода (дренажа) со склонов вод атмосферных осадков;
- строительство дренажных галерей для дренажа подземных вод;
- посадка древесной растительности, укрепляющей корневой системой грунты;
- забивка бетонных свай («шпилек») для скрепления оползневого тела с нижележащим коренным массивом.

ВОДНО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

К водно-гравитационным явлениям относятся такие смещения грунтов на склонах, которые вызываются избыточным их увлажнением поверхностными или подземными водами. Наличие большого количества влаги в породах разрыхляет их, делает пластичными и они под действием силы тяжести сползают или даже текут вниз по склону. Таким смещениям подвержены преимущественно рыхлые элювиально-делювиальные отложения.

Другие факторы также могут иметь определяющее значение при образовании различных форм водно-гравитационных явлений. К таким факторам относятся состав и физико-механические свойства рыхлых отложений, крутизна склона, наличие растительности, особенности хозяйственной деятельности человека.

К наиболее распространенным водно-гравитационным явлениям относятся **оплывы (оплывины, сплывы), оползневые потоки и солифлюкция** (греч. *солюм* – почва, *флюксус* – течение). В эту же группу явлений многие относят **оползни течения и селевые потоки**.

ОПЛЫВЫ. Это относительно небольшие, округлой формы участки склонов, где от сильного переувлажнения атмосферными или подземными водами рыхлые элювиально-делювиальные грунты, почвы и часть подстилающих выветрелых коренных пород начинают медленно смещаться вниз. Оплывающая масса обычно является составной частью делювиальных отложений.

ОПОЛЗНЕВЫЕ ПОТОКИ. Возникают в периоды активного выпадения дождей или таяния снега. Они вытягиваются по дну оврагов или долин небольших водотоков и образуются за счет поступающего со склонов мелкооползневого и оплывного материала. В оползневом потоке основная масса вещества теряет свою первоначальную структуру и после высыхания представляет собой скопление отдельных комков земли, среди которых местами сохраняются мелкие оползневые тела с первоначальной структурой.

СОЛИФЛЮКЦИЯ. Эти гравитационные явления образуются в полярных и высокогорных районах, где грунт насыщенный водой сильно промерзает, а при оттаивании вся его разрыхленная масса под действием силы тяжести приходит в движение. Солифлюкция может привести к образованию специфических форм рельефа – солифлюкционных террас, напочвенных полос, валов, потоков. В горных районах солифлюкционные процессы формируют нагорные террасы, которые развиваясь срезают вершины и сливаются в единую плоскую поверхность. Таково происхождение многих плоских гольцовых вершин в Сибири.

ОПОЛЗНИ ТЕЧЕНИЯ. Также возникают вследствие переувлажнения рыхлых пород. Но в отличие от рассмотренных выше явлений мощность обводненных пород измеряется не сантиметрами, а метрами и десятками метров. Благоприятной средой для формирования оползней течения является толща лессовых покровных отложений, подстилаемая водупорными глинистыми или магматическими породами. В таких условиях переувлажнение лессов превращает их в пластичную, легко подвижную массу. Находясь на склонах такая масса создает гидродинамический напор и может в ослабленных зонах склона вырваться наружу в виде вязкого грязевого потока, движущегося со скоростью до 5-10 м/мин.

Крупный оползень течения произошел 6 июня 1997 г. в Днепропетровске на жилмассиве Тополь, во время которого в долину балки устремилось около 300 тыс. м³ разжиженных лессовых грунтов с остатками строительных конструкций нескольких многоэтажных зданий. Здания провалились в образовавшуюся оползневую воронку площадью около 3-х га и глубиной до 15 м. Следует подчеркнуть, что причинами локального переувлажнения лессов грунтовыми водами явилось отсутствие работающих дренажных систем и постоянные утечки воды из зданий, водопроводных и канализационных систем.

ПОДВОДНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ. Гравитационные явления могут происходить и под водой на склонах морского и речного дна. Такие процессы называются **гравитационно-субаквальными**. К ним относятся **оползневые явления и мутьевые потоки**.

Подводные оползни характеризуются очень пологим расположением поверхности скольжения (не более 5-10°). На относительно крутых склонах дна илы под влиянием собственного веса начинают смещаться, образуя оползневые формы, близкие к поверхностным. Обвалы берегов или оползни, спускающиеся с берега в воду, оказывают дополнительную нагрузку на донные осадки, вызывая их оползание.

Мутьевые потоки возникают на относительно крутых участках континентального склона морей и океанов в виде периодически повторяющихся лавиноподобных течений обводненных илов,двигающихся вдоль руслообразных прямолинейных углублений.

Осадки подводных оползней и мутьевых потоков (**турбидиты**) часто встречаются среди осадочных пород морского происхождения.

Методические замечания

Действие сил гравитации не ограничивается теми процессами, которые рассмотрены в настоящей главе. Все геологические процессы, как экзогенные, так и эндогенные, также могут осуществляться только благодаря силам тяготения. Поэтому роль этих сил должна приниматься во внимание при изучении и анализе любого из геологических процессов.

Контрольные вопросы

1. Почему гравитационные явления относятся к разным типам – собственно гравитационным, гравитационно-водным и водно-гравитационным?
2. Каков механизм возникновения всех гравитационных явлений?
3. Какие явления относятся к типу собственно гравитационных?
4. Какие явления относятся к типу гравитационно-водных?
5. Какие явления относятся к типу водно-гравитационных?
6. Нарисуйте схему оползневого склона и укажите основные его элементы.
7. Каковы причины оползневых явлений?
8. Какие гравитационные явления происходят на морском дне?
9. Охарактеризуйте коллювиальные отложения.

Глава 17. ОСАДОЧНОЕ ПОРОДООБРАЗОВАНИЕ

Осадочные породы являются предметом изучения литологии. Результаты литологических исследований необходимы для развития многих научных направлений и решения практических задач, в первую очередь связанных с поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых.

В настоящей главе приводится общая характеристика процессов осадочного породообразования, цель которой - объяснить сущность этих процессов и основные закономерности их проявления.

Осадочные породы, как известно, образуются из рыхлых обломочных, химических и органических осадков, которые накапливаются на дне водоемов или на суше в результате осуществления всего комплекса экзогенных процессов. При этом превращение осадков в породы вначале происходит вблизи поверхности при невысоких значениях температуры и давления. Однако в дальнейшем тектоническими движениями осадочные породы могут опускаться вглубь земной коры или, наоборот, поднимаются до уровня ее поверхности. И в том и в другом случае породы

падают в новые для них термодинамические условия и химическую среду. Смена условий существования пород неизбежно вызывает в них новое минералообразование и перекристаллизацию. Именно такие изменения сформировали существующие осадочные породы, которые в итоге обрели соответствующий состав, структуру и физико-механические свойства.

Таким образом, осадочные породы в своем развитии проходят два основных этапа – **этап образования** и **этап формирования** в составе земной коры. Первый этап носит общее название **литогенез** (рождение камня), а второй **эпигенез** (греч. – над, после). В свою очередь каждый из этих этапов состоит из соответствующих **стадий**, характеристика которых приводится в первом разделе главы.

Особенностью осадочного породообразования является также то, что в составе, структуре, текстуре каждой горной породы и содержащихся в ней органических остатках отражаются **физико-географические условия среды осадконакопления**. Например, по указанным признакам в породах можно установить их морское прибрежное или глубоководное происхождение, речное, ледниковое, болотное. По изменениям мощности отдельных слоев и всей осадочной толщи, а также площадям их распространения можно рассчитать основные параметры тектонических движений земной коры в области осадконакопления – их направленность, амплитуду и скорость.

Приведенные особенности осадочного породообразования представляют основу так называемого **фациального и формационного** анализов, главными элементами которых являются **фация и формация**. Эти вопросы рассматриваются во втором разделе главы, где также приведены сведения о полезных ископаемых осадочного происхождения.

Содержание главы

17.1 Этапы и стадии формирования осадочных пород

Этап образования пород (литогенез)

Стадия образования осадочного материала

Стадия накопления осадков (седиментогенез)

Стадия преобразования осадков в породы (диагенез)

Этап последующих изменений пород (эпигенез)

Первая стадия изменения пород (катагенез)

Вторая стадия изменения пород (метагенез)

17.2 Понятие о фациально-формационном анализе осадочных комплексов пород

Понятие о фациях

Основные группы фаций

Фациальный анализ

Понятие о геологических формациях

Полезные ископаемые осадочного происхождения
Образование угольных месторождений
Образование месторождений нефти и газа

17.1. ЭТАПЫ И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Осадочные породы образовывались в различные эпохи существования Земли, начиная с самых ранних. В связи с этим, сложные и длительные процессы осадочного породообразования следует рассматривать как последовательность определенных его этапов и стадий. В аннотации к главе дается представление о двух основных этапах в формировании осадочных пород: **литогенезе** - первичном их образовании, и **эпигенезе** – последующих изменениях.

ЭТАП ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (ЛИТОГЕНЕЗ)

Литогенез – это совокупность процессов, в результате которых происходит образование осадочных пород. Литогенез является следствием выветривания пород, разрушительной и аккумулятивной деятельности атмосферы, гидросферы и биосферы, а также **диагенеза** – преобразования накопившихся осадков в осадочные породы. В связи с этим литогенез принято разделять на три последовательные стадии:

- **стадия образования осадочного материала;**
- **стадия накопления осадков;**
- **стадия диагенеза - преобразования осадков в осадочные породы.**

СТАДИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА. Осадочный материал образуется в результате выветривания пород – их механического разрушения, химического разложения и растворения, а также вследствие разрушительной (эрозионной) деятельности ветра, вод, льдов, сил гравитации и биосферы. В итоге образуется материал, состоящий из **обломков минералов и пород, глинистых частиц, разнообразных растворимых и нерастворимых соединений, органических остатков.** Количество и качество осадочного материала находится в зависимости от вида экзогенных процессов, состава коренных пород, из которых он образуется, физико-географических и тектонических условий осадконакопления.

Существует еще один источник поступления осадочного материала. Это твердые продукты вулканических извержений. В результате смешивания этих продуктов с морскими и другими осадками образуются вулканогенно-осадочные породы.

СТАДИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ. Аккумуляция осадков осуществляется в результате деятельности тех же экзогенных агентов – ветра, вод, льдов и сил гравитации. Осадочный материал в виде продуктов выветривания и разрушения пород переносится к областям осадконакопления (седиментации) – к различным водоемам и углублениям в рельефе, где накапливается в виде различных по составу осадков.

Разнообразие осадков объясняется тем, что первичный осадочный материал в процессе его переноса и непосредственно в области седиментации сортируется по размеру, форме и удельному весу частиц. Стадия накопления осадков носит название **седиментогенез**.

Основная масса осадков накапливается в конечных водоемах стока – в озерах, лагунах, морях. Такие осадки называются **субаквальными** (греч. *аква* – вода). В отличие от них осадки, накапливающиеся в понижениях рельефа на суше, называются **субаэральными** (греч. *аэро* – воздух).

В зависимости от состава поступающего в водоем осадочного материала, а также от гидродинамических и гидрохимических условий водной среды образуются осадки трех типов: **обломочные, химические и органические**. Характерно, что осадки, состоящие из мягких тканей животного и растительного происхождения, могут накапливаться и превращаться в биогенные породы только в субаквальных условиях. В воздушной среде такие осадки подвержены полному окислению. Поэтому субаэральные отложения представлены только обломочными и хемогенными образованиями, которые по своим свойствам отличаются от таких же осадков, сформировавшихся в субаквальных условиях.

На стадии седиментогенеза закладываются такие основные свойства будущих осадочных пород, как минеральный состав, размер и форма слагающих их частиц, характер слоистости и другие текстурные особенности.

СТАДИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ В ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ. Превращение осадков в осадочные породы осуществляется в результате **диагенеза** – заключительной стадии литогенеза и в целом экзогенных процессов.

Диагенез (греч. *диагенезис* – перерождение) – это совокупность процессов преобразования рыхлого осадка в осадочную породу за счет его уплотнения, цементации, обезвоживания, а также нового минералообразования. Диагенетические изменения происходят под тяжестью вышележащих отложений в условиях погружения осадков до глубины в 1-1,5 км. В результате диагенеза пески преобразуются в песчаники, терригенные илы - в глины, торф – в бурый уголь, обломки раковин и карбонатные илы - в известняки и т. д.

Важно понять причины, которые приводят в действие диагенетические преобразования, то есть физическую и химическую сущность самих осадков и тех сред, в которых они находятся.

Молодые осадки обычно залегают в виде рыхлых, сильно обводненных слоев, насыщенных разнообразными химически активными соединениями. Кроме минеральных веществ в осадке присутствуют остат-

ки животных и растений, а также живые бактерии. Все эти разнородные компоненты осадков находятся в тесном соприкосновении, что создает условия для их химического взаимодействия. В целом для осадков характерно **отсутствие химического равновесия между его твердыми, жидкими и газообразными компонентами, что и является основным фактором, обуславливающим диагенез.**

Физическим фактором диагенеза является возрастающее давление внутри осадков, которое создается увеличивающейся массой лежащих на них более молодых отложений.

ХИМИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ происходят по следующей схеме.

В начале преобразований в осадке расходуется весь свободный кислород вследствие жизнедеятельности бактерий, разложения органических веществ и окисления закисных соединений железа и марганца (например, сидерит FeCO_3 переходит в лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Это приводит к смене **окислительной среды на восстановительную**. Начинаются обратные превращения – восстановление гидроокислов Fe, Mg, Ca и сульфатов. Одновременно некоторые минералы, такие как CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 , постепенно растворяются, достигая стадии насыщения растворов.

В результате состав вод насыщающих осадок меняется. В них отсутствует кислород и сульфаты, повышается их щелочной резерв. Воды обогащаются такими газами, как CO_2 , H_2S , CH_4 , образовавшимися при разложении органики. Все это вызывает возникновение двух новых процессов.

Первый процесс заключается в химическом взаимодействии между водами осадка и бассейна седиментации. Из вод осадка выделяются CO_2 , H_2S , CH_4 и другие соединения, а из бассейновых вод в осадок поступают O_2 , сульфат-ион SO_4^{2-} и связанные с ним Ca^{2+} и Mg^{2+} . Все это приводит к дальнейшему изменению состава вод осадка.

Второй процесс проходит внутри осадка и заключается в образовании новых, **диагенетических минералов**. Эти минералы называются **аутигенными**, т. е. образовавшимися на месте, а не привнесенными в состоянии твердой фазы извне. Само образование аутигенных минералов обусловлено достижением стадии насыщения раствора тем или иным веществом, которое и выделяется в твердую фазу, образуя минералы.

В дальнейшем равномерно распределенные в осадке диагенетические минералы начинают перераспределяться, концентрируясь в отдельных участках. При этом образуются пятна, линзы, конкреции и пластообразные стяжения этих минералов. Наиболее часто встречаются опаловые, фосфатные, гипсовые, железомарганцевые и железистые стяжения и конкреции, которые могут образовывать промышленные концентрации.

В результате диагенетических процессов исходная химически неуравновешенная система осадка превращается в систему внутренне уравновешенную и осадок становится породой.

Представленную выше схему диагенеза можно дополнить некоторыми его особенностями. При химическом замещении одного вещества другим часто образуются **псевдоморфозы** (греч. *псевдос* – ложь, *морфосис* – образование). Замещению могут подвергаться минералы, скелетные остатки животных и части растений. Так, при окислении пирита его кубические кристаллы замещаются лимонитом (псевдоморфозы лимонита по пириту). Замещение растительных тканей опалом ($\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$) приводит к их кремнению (окаменевшие деревья). Известковые раковины морских животных замещаются фосфоритом, пиритом и другими минералами. Наличие в растворе большого количества соединений кремния или железа может вызвать **окремнение** или **ожелезнение** породы, то есть ее цементацию. При этом изменяется цвет породы и увеличиваются показатели ее прочностных свойств.

Проникновение в зону диагенеза минерализованных вод также вызывает **цементацию** осадка, в результате чего пространство между зёрнами (поры) заполняется кристаллизующимся минеральным веществом. В процессе цементации пески превращаются в песчаники, галечники в конгломераты, щебенка в брекчию. Состав цемента иногда определяет название породы. Так, песчаники бывают железистыми, глинистыми, карбонатными (известковыми).

Химические превращения при диагенезе происходят в тесной взаимосвязи с его физическим фактором – давлением.

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ОСАДКАХ, ВЫЗВАННЫЕ ДАВЛЕНИЕМ вышележащих отложений также могут иметь определяющее значение в процессе диагенеза. Давление на осадок неуклонно возрастает в условиях его тектонического погружения. Из осадка постепенно отжимается влага, что приводит к его **дегидратации**. Параллельно с этим происходит сокращение объема осадка в результате его **уплотнения**.

Дегидратация осадка сопровождается выносом из него легкорастворимых компонентов – гипса, кальцита, опала и др. Такой вынос из осадка отдельных соединений называется **выщелачиванием**. Оно вызывает образование в породе мелких пустот и каверн, которые впоследствии могут заполняться другим минеральным веществом. Наряду с обезвоживанием осадка, вызванного давлением, происходит и дегидратация минералов, содержащих в своем составе воду.

Уплотнение осадка происходит за счет сокращения порового пространства и нового диагенетического минералообразования. Так, после осаждения сортированных крупнозернистых песков пористость их составляет от 40 до 60 %, а в илах, содержащих много тонкорассеянной органики, она может достигать 80-90 %. Под нагрузкой вышележащих осадков эти показатели уменьшаются в несколько раз. Уплотнение протекает путем более тесного состыкования обломков за счет скольжения их друг по другу, растрескивания и расщепления в точках соприкосновения.

На стадии диагенеза наибольшая степень уплотнения отмечается в кремнистых и карбонатных осадках, которые подвергаются полному ока-

менению (**литификации**). В меньшей степени литификации подвержены глинистые, алевритовые и песчаные осадки.

Приведенная схема диагенеза характерна для субаквальных осадков. В субаэральных условиях процессы диагенеза носят иной характер и в целом их интенсивность значительно меньше.

В заключение на рис. 4.34 показано соотношение зон, в пределах которых осуществляются все три стадии литогенеза.

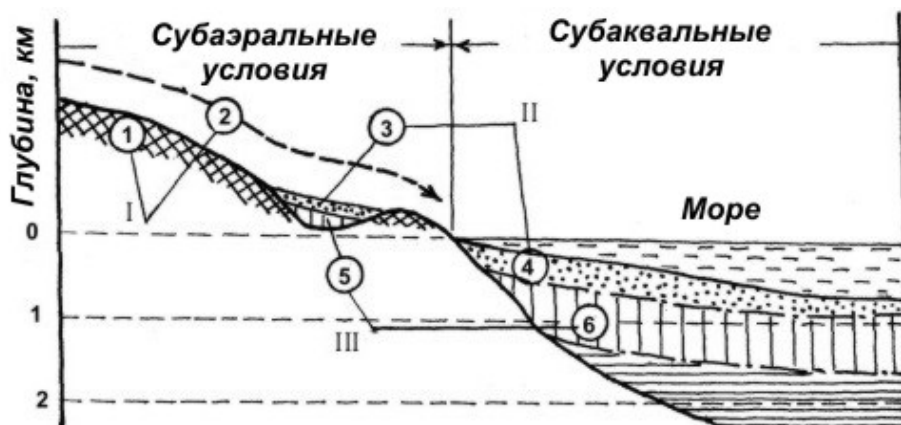


Рис. 4.34. Схема соотношения трех стадий литогенеза:

I - стадия образования осадочного материала в результате выветривания горных пород (1) и разрушения их в процессе денудации суши (2); II - стадия накопления осадков в понижениях рельефа (3) и в море (4); III - стадия диагенеза осадков в субаэральных условиях (5) и в субаквальных (6). Ниже зоны диагенеза располагается зона эпигенеза осадочных пород (горизонтальная штриховка)

ЭТАПЫ ПОСЛЕДУЮЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (ЭПИГЕНЕЗ)

Эпигенез – это все последующие изменения осадочных пород после образования их из осадков, исключая метаморфизм и выветривание.

При тектоническом погружении коры осадочные породы проходят две последовательные стадии – **катагенез** и **метагенез**, которые протекают в соответствующих термодинамических условиях (рис. 4.35).

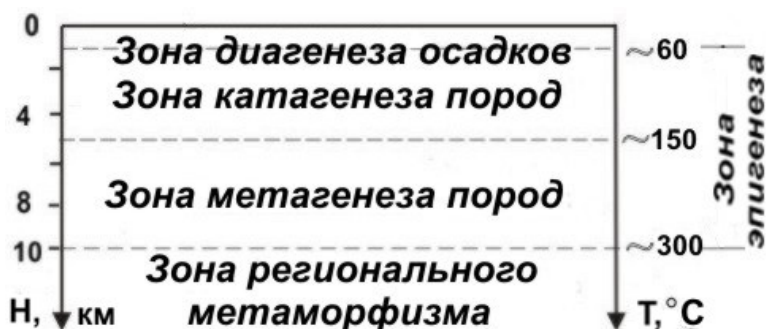


Рис. 4.35. Схема соотношения стадий формирования осадочных пород в зависимости от глубины их погружения H и температурных условий T в земной коре

ПЕРВАЯ СТАДИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (КАТАГЕНЕЗ). Это основная после диагенеза стадия формирования осадочных пород.

Катагенез (греч. *ката* – вниз) – это совокупность изменений осадочных пород в период их пребывания в составе земной коры до начальных проявлений процессов метаморфизма или выветривания.

В результате катагенеза образуются песчаники с карбонатным и кремнистым цементом; глины преобразуются в аргиллиты; торф в бурые, а затем каменные угли; известняки обретают кристаллическую структуру и т. д.

В отличие от диагенетических процессов, обусловленных внутренней неуравновешенностью осадка, **причиной катагенеза является отсутствие равновесия между породой и средой, в которую она попадает в результате нисходящих или восходящих тектонических движений.**

НИСХОДЯЩИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ приводят в действие факторы катагенеза – высокое **давление** и **температура**, а также **минерализованные подземные воды**. Это вызывает дальнейшее уплотнение и обезвоживание пород, растворение, перекристаллизацию минералов и образование новых их видов.

Уплотнение и обезвоживание на стадии катагенеза, в отличие от диагенетического, носит региональный характер. Оно обусловлено литостатическим давлением, которое нарастает по мере увеличения глубины залегания пород. Под давлением происходит сближение частиц породы, их взаимоприспособление, образование более плотной упаковки. В результате сокращается объем порового пространства в породе. Это приводит к отжатию содержащихся в породах вод и их миграции в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Подземные воды в процессе взаимодействия с породами производят привнос или вынос вещества в пределах слоя. С погружением закономерно изменяются солевой состав и общая минерализация подземных вод. Изменение химической обстановки приводит к потере некоторыми минералами устойчивости – их **растворению** и выносу подземными водами из породы. Другие минералы в изменившихся условиях, наоборот, выделяются в виде твердой фазы.

Совместное воздействие давления, температуры и подземных вод вызывает также процессы **перекристаллизации** минералов. В результате размеры слагающих породу кристаллических зерен увеличиваются, сокращается количество межзерновых контактов, что ведет к дальнейшему уплотнению породы.

В УСЛОВИЯХ ВОСХОДЯЩИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ осадочные породы с глубины поднимаются и в них происходят изменения обратные тем, которые имели место при их погружении. Под влиянием поверхностных факторов (воды, кислорода, углекислоты и др.) происходит окисление, растворение, гидратация и другие процессы. Растворение сопровождается выносом веществ, что приводит к увеличению пористости пород и они становятся менее плотными. При гидратации минералов происходит увеличение их объема. Примером является переход ангидрита в гипс, образование лимонита из безводных минералов

железа. Такое изменение осадочных пород в поверхностной зоне земной коры под действием факторов выветривания называется **гипергенезом** (греч. *гипер* – над, сверху).

С учетом различного характера катагенетических преобразований, совершающихся на фоне нисходящих и восходящих тектонических движений, различают прогрессивный и регрессивный катагенез. **Прогрессивный катагенез** имеет место при погружении осадочных толщ и в итоге может смениться метаморфизмом. **Регрессивный катагенез** происходит в условиях подъема осадочных толщ и в итоге смениться может процессами выветривания пород.

ВТОРАЯ СТАДИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД (МЕТАГЕНЕЗ).

Это последующая стадия формирования осадочных пород на этапе эпигенеза.

Метагенез – совокупность процессов, изменяющих осадочные породы в период их существования между катагенезом и метаморфизмом.

В результате метагенеза образуются кварцитоподобные песчаники, аргиллиты преобразуются в глинистые сланцы, известняки становятся мраморизованными, каменные угли превращаются в антрациты и т. д.

Метагенез по существу является ранней стадией метаморфизма пород. В зоне метагенеза происходят дальнейшие преобразования минерального состава пород, а также глубокие изменения органической массы каменных углей. Эти превращения приводят к формированию у многих пород кристаллических структур и полосчатых, сланцеватых текстур.

Приведенные в настоящей главе данные позволяют говорить о существовании **круговорота вещества в земной коре**, который начинается с разрушения коренных пород. Далее следует превращение продуктов разрушения в осадочные породы, формирование пород и новое их разрушение при подъеме на поверхность. Такой круговорот является неизбежным следствием тектонических движений земной коры. В местах ее прогибания осадочные толщи формируются, а затем, в результате подъема коры, эти толщи разрушаются. Следует также учесть, что благодаря тектоническим движениям происходит не только преобразование пород и возникновение многих полезных ископаемых, но и формирование самой земной коры – ее состава, строения, мощности.

17.2. ПОНЯТИЕ О ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННОМ АНАЛИЗЕ ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПОРОД

Главная цель геологических исследований – восстановление истории развития земной коры в пределах отдельных территорий с целью поисков там полезных ископаемых. В тех местах, где есть осадочные образования, воссоздание такой истории становится более простым и достоверным. Слои осадочных пород – это, образно говоря, страницы истории

Земли, которые можно прочесть по составу пород, их мощности, характеру распространения, органическим остаткам и другим признакам.

Например, в морском водоеме по всей площади его дна в один и тот же момент времени происходит накопление разных по составу осадков. Такая картина является следствием неодинаковых физико-географических условий седиментации, обусловленных удаленностью от берега, глубиной, соленостью морской воды, типом побережья и т. д.

Если вычленишь из толщи породы, возникшие в течение одного непродолжительного периода, и детально их изучить, то по их составу, площади распространения, органическим остаткам и мощности можно воссоздать расположение географических зон, в которых происходило накопление осадков. Это означает - установить положение древних береговых линий, глубину различных участков моря, соленость его вод, климатические условия и другие особенности. Такие сведения, перенесенные на планы, представляют собой **палеогеографические карты** отдельных периодов осадконакопления.

Анализ комплекса палеогеографических карт, составленных для разных периодов образования осадочных толщ, дает возможность выяснить условия их формирования, а также закономерности образования и размещения в них различных полезных ископаемых. Такие способы изучения осадочных образований называются соответственно **фациальным и фациально-формационным анализами**.

Принципы фациального и формационного анализов применяются также при изучении комплексов магматических и метаморфических пород. И это естественно, так как осадочные породы могут включать магматические образования, а многие метаморфические комплексы возникли из осадочных.

ПОНЯТИЕ О ФАЦИЯХ

Главным элементом фациального анализа осадочных образований является **фация** (лат. *фациес* – лицо, облик, вид). Этот термин был предложен в 1836 г. швейцарским геологом А. Грессли. Он впервые обратил внимание на то, что отложения одного возраста, образующиеся в разных пунктах земной поверхности, отличаются по составу и иным признакам. Это означает, что во-первых - любой слой осадочной породы постепенно изменяется в горизонтальном направлении, а во-вторых – состав и иные признаки слоя в разных его пунктах определяются условиями осадконакопления. Для характеристики таких изменений и зависимостей А. Грессли ввел понятие фация. Однако трактуется этот термин по-разному. Одни под этим понимают участок поверхности с одинаковыми физико-географическими условиями седиментации, другие – комплекс органических остатков и петрографических признаков, указывающих на особенности среды, в которой происходило накопление осадка.

Большинство исследователей считает, что **фация** – это горная порода (одна или несколько) с определенным составом, текстурой, органическими остатками, которые отражают условия ее накопления, отличные от условий накопления смежных разновозрастных пород.

ОСНОВНЫЕ ГРУППЫ ФАЦИЙ. Среди современных и ископаемых фаций различают три крупные группы:

- **морские фации;**
- **лагунные фации;**
- **континентальные фации.**

Каждая из этих групп может содержать ряд макро- и микрофаций.

МОРСКИЕ ФАЦИИ в зависимости от глубины накопления осадков подразделяются на **прибрежные, мелководные, умеренно-глубоководные и весьма глубоководные.**

Прибрежные фации сложены крупно- и среднеобломочными осадками (породами), в составе которых встречаются раковины животных, характерных для литоральной зоны обитания.

Мелководные (до 100 м) и умеренно-глубоководные (свыше 100 м) фации весьма разнообразны по составу осадков и фауне. Из терригенных осадков распространены пески, реже галечники и глины; из биогенных – фораминиферовые, коралловые, брахиоподовые известняки, мел; хемогенные – это бокситы, руды железа, марганца, фосфориты.

Глубоководные и весьма глубоководные фации представлены синими, красными, зелеными глинами, глауконитовыми песками, вулканогенно-осадочными отложениями, красной глубоководной глиной, известняками, диатомитами.

ЛАГУННЫЕ ФАЦИИ делятся на несколько макрофаций – опресненных лагун, засоленных лагун, эстуариев и лиманов.

Для лагунных фаций типичны хемогенные породы – известняки, доломиты, соли, гипс. Для опресненных лагун – терригенные отложения, близкие по составу к морским осадкам, но отличающиеся от них отсутствием глауконита и фосфорита. Все лагунные фации характеризуются специфическим составом организмов, населяющих лагунные водоемы.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ формируются в понижениях рельефа суши и на равнинах. Среди них выделяют две подгруппы – **наземные фации и фации континентальных водоемов.** Каждая из них подразделяется на большое количество макро- и микрофаций.

Наземные фации – это фации кор выветривания, золовые, ледниковые, предгорные. Наиболее распространены фации кор выветривания, представленные каолиновыми, нонtronитовыми глинами, латеритами и другими продуктами выветривания. Золовые фации, сложенные песками и лессами, имеют значительное площадное распространение и небольшую мощность. Ледниковые фации состоят из неотсортированного, слабо окатанного обломочного материала. Они составляют отложения основных и конечных морен. Флювиогляциальные фации отличаются

ся сортированностью, сложены гравием, песками, ленточными глинами. Как и моренные отложения, они лишены органических остатков. Предгорные фации – это отложения склонов, осыпей и временных водных потоков. Они окаймляют прерывистой полосой область предгорий и представлены глыбами, валунами, щебнем, галечниками, песками, глинами. Органические остатки в них отсутствуют.

Фации континентальных водоемов – это речные и озерно-болотные отложения. Речные фации приурочены к погребенным и современным речным долинам; в плане повторяют вытянутые очертания пойм и русел рек; состоят из аллювиальных русловых, пойменных, старичных отложений. Фации озер и болот имеют линзовидную форму залегания и небольшую мощность. Их отложения сложены песками, гравием, алевритами, глинами, содержат органические остатки. Фации соленых озер представлены переслаиванием слоев каменной соли, гипса и других солей, лишены органических остатков. Для болотных фаций характерны отложения торфа, болотных железных руд.

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ. При фациальном анализе осадочных толщ устанавливаются особенности и причины изменения фаций по площади и в вертикальном разрезе. Анализ проводится на основе соблюдения **принципов актуализма** и с учетом существующей зависимости распределения фаций от тектонических условий осадконакопления.

ПРИНЦИП АКТУАЛИЗМА (лат. *актуалис* – современное, настоящее) – это методический прием, используемый при изучении процессов далекого прошлого на Земле. Сущность этого метода состоит в том, что особенности современных природных явлений можно в целом отождествлять с аналогичными явлениями в прошлом, но с обязательным учетом изменений в геологических средах, которые произошли за время, разделяющее эти события. Поэтому изучение современных осадочных фаций в сочетании с анализом истории развития земной коры, органического мира и внешних геосфер является ключом к пониманию условий седиментации в прошедшие эпохи.

ЗАВИСИМОСТЬ ИЗМЕНЕНИЯ ФАЦИЙ ОТ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ вполне очевидна. Например, трансгрессия моря является следствием нисходящих движений земной коры, а регрессия моря – восходящих движений. И трансгрессии и регрессии сопровождаются соответственными смещениями береговой линии моря в сторону суши и в обратном направлении. Естественно, что вслед за берегом будут перемещаться различные по глубине зоны моря, и в них будут отлагаться соответствующие им осадки. В результате осуществления полного цикла колебательного движения земной коры (опускания и поднятия) происходит закономерное смещение фаций и формирование соответствующих слоев осадочных пород. Схема такого процесса показана на рис. 4.36.

На нижнем фрагменте рисунка видно, что в вертикальном разрезе (в скважине) снизу вверх отмечается закономерная смена мелководных

фаций более глубоководными, а затем наоборот – глубоководные сменяются все более мелководными. В этом случае нижняя половина разреза – это **трансгрессивный ряд фаций**, а верхняя – **регрессивный**.

Чередование трансгрессивных и регрессивных рядов фаций в мощных осадочных толщах отмечается многократно. Их анализ наряду с другими особенностями позволяет восстанавливать тектонические и другие условия формирования осадочных образований.

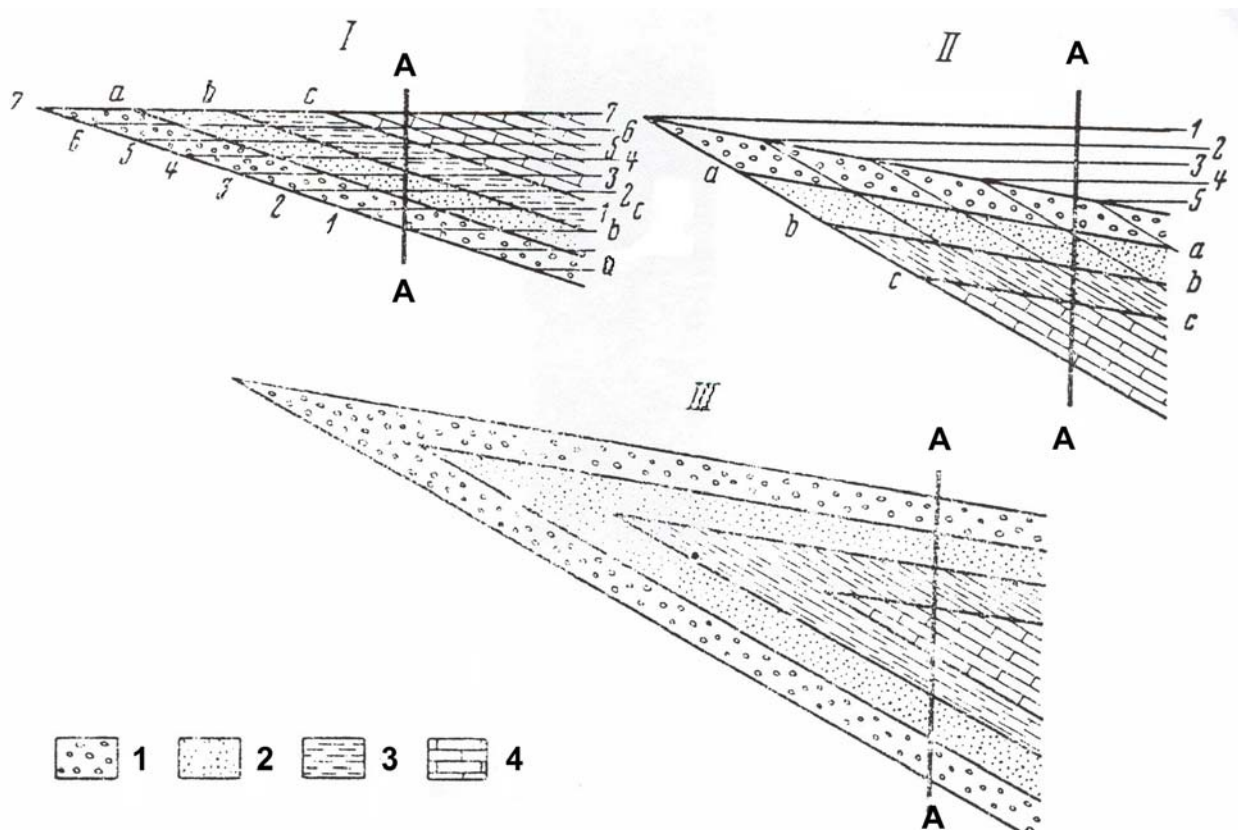


Рис. 4.36. Смещение фациальных зон вслед за движением береговой линии при трансгрессии (I), при регрессии (II) и при полном цикле седиментации (III) (при трансгрессии и последующей регрессии):

а, в, с – границы фаций; 1–7 – временные границы моря; А-А – линия вертикального разреза; 1 – галечники, 2 – пески, 3 – глины, 4 – известняки

ПОНЯТИЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ

Для более широких обобщений и выводов относительно условий формирования отдельных крупных комплексов пород в земной коре, в том числе осадочных, применяется **формационный анализ**.

Под геологическими формациями понимаются комплексы парагенетически (греч. *пара* – возле, совместное происхождение) связанных между собой пород, образующихся на разных этапах формирования основных структурных зон земной коры.

Большинство осадочных формаций состоит из набора определенных закономерно сменяющих друг друга пород, каждая из которых образовалась в соответствующих физико-географических условиях. Так, например, угленосная формация состоит из чередования песчаников (конгломератов), алевролитов, аргиллитов, углей, иногда прослоев известняков. Все они находятся в закономерной связи друг с другом и представляют собой отложения речных русел, дельт, пойм, болот, а временами и морских заливов. По данному комплексу пород (фаций) можно сделать вывод о том, что их образование происходило в условиях прибрежной заболоченной дельтовой равнины, периодически затапливаемой водами морского залива.

Таким образом, формации – это устойчивые и закономерные сочетания определенных фаций (пород). Из осадочных формаций наиболее распространены соленосные, красноцветные и угленосные формации.

Соленосные формации сложены переслаивающимися хемогенными породами разного состава (доломит, гипс, ангидрит, каменная и калийная соль и др.), среди которых могут быть пески и глины. Мощность солевых толщ измеряется десятками и сотнями метров.

Формации красноцветных пород образованы отложениями рек, их дельт, озерными и прибрежными морскими осадками.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОСАДОЧНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В процессе осадочного породообразования возник комплекс различных полезных ископаемых. Основные их виды охарактеризованы в разделах, посвященных деятельности отдельных экзогенных процессов и осадочным породам.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ определенного происхождения включают в себя россыпные месторождения золота, платины, а также минералов, содержащих такие ценные металлы, как олово, вольфрам, цирконий, титан, хром и др. Эти же породы – галечники, гравий, пески являются строительными материалами. Различные глины используются в разных отраслях промышленности.

ХИМИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ – бурые железняки, бокситы, марганцевые руды и фосфориты являются источником для выплавки соответственно железа, алюминия, марганца и получения фосфора, фосфорных удобрений. Известняки используются в металлургии (флюсы) и строительной индустрии. Мергели – сырье для производства цемента. Разнообразные соли имеют широкое применение в различных отраслях промышленности.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ – различные угли, нефть, горючие сланцы и газы – являются энергетическим сырьем, без которого невозможно развитие промышленности. Образование этих ископаемых обусловлено

благоприятным сочетанием тектонических, литологических, климатических и биологических условий.

ОБРАЗОВАНИЕ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. Угольные месторождения и бассейны являются основной частью угленосных формаций, образующихся в континентальных и переходных от континентальных к морским условиям, то есть в местах благоприятных для возникновения болот и накопления торфа.

Наиболее крупные угольные бассейны формировались в прибрежноморских условиях, где на обширных пространствах в течение десятков миллионов лет происходила многократная смена мелководноморских (заливных) условий осадконакопления континентальными условиями. Такие обстановки возникали в пределах крупных прогибов земной коры, в условиях прерывистого, с остановками, но устойчивого опускания дна бассейна седиментации. В периоды активного опускания заболоченной территории море наступало. Его воды покрывали всю площадь торфяников, а приносимый реками осадочный материал в виде песков, алевритов и глин устилал дно мелководного залива. В периоды остановок прогибания территория залива вновь становилась заболоченной равниной, так как залив заполнялся осадками и на них начинала произрастать пышная болотная растительность. По мере прогибания ранее образованные торфяные слои и вмещающие их песчаники, алевролиты, аргиллиты опускались все глубже во впадине и претерпевали изменения вначале на стадии диагенеза, а затем ката- и метагенеза. В соответствии с этим погружающиеся торфяники вначале преобразовывались в бурые угли, затем в каменные угли различных марок и, наконец, в антрациты.

Для формирования угленосных формаций, помимо соответствующего тектонического режима и благоприятных климатических условий, необходим оптимальный состав болотной растительности, дающей достаточную для торфонакопления органическую массу. Поэтому в геологической истории лишь отдельные эпохи были благоприятными для угленакопления. Максимумы угленакопления приходятся на поздний карбон – раннюю пермь (Донецкий и Карагандинский бассейны), позднюю юру – ранний мел (Печерский, Кузнецкий бассейны), поздний мел – палеоген и неоген (Львовско-Волинский и Днепровский бассейны).

ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА. Крупные газонефтяные месторождения приурочены к мощным угленосным и осадочным формациям, возникшим на территориях бывших или существующих морских заливов и внутренних морей. Моря и их заливы, как известно, располагаются в пределах крупных прогибов земной коры. Поэтому в течение десятков и сотен миллионов лет происходит постепенное заполнение прогиба мелководными морскими отложениями – песками, терригенными и карбонатными илами, солями и другими осадками. Одновременно с минеральными осадками происходит захоронение отмирающих организмов – рыб, моллюсков, членистоногих, планктона и других животных, мягкие ткани которых состоят из белков, жиров и углеводов. Осадки, обогащенные органическим веществом, по мере погружения оказываются в условиях все более высоких давлений и температур, что приводит не только к диагенезу и катагенезу пород, но и к преобразованию органического вещества. В верхней зоне до глубины около 50 м биохимическое разложение органического вещества сопровождается образованием углекислого газа и метана (CH_4). До глубины 1-1,2 км органическое вещество подвергается слабым изменениям, но начиная с этой глубины и до 4-5 км (в интервале температур 60-150°C) происходит интенсивное образование углеводородов различного фазового состава – жидких (нефти) и газообразных. Эти глубины соответствуют зоне катагенеза пород.

На глубинах свыше 4-5 км при температуре более 150 °C происходит дальнейшее преобразование содержащегося в породах органического вещества с

разложением его до выделения только сухого газа – метана. Эта зона соответствует метагенезу пород.

В условиях высокого давления образующиеся в осадочной толще из органического вещества капельки нефти и газ через поры и трещины в породах устремляются вверх. В тех местах, где залегают слои непроницаемых глинистых отложений, нефтепродукты скапливаются в так называемых тектонических ловушках – крупных брахиантеклинальных структурах и в моноклиналях (рис. 4.37). Естественно, что сами нефтепродукты не образуют сплошных скоплений, а только насыщают собой коллектора – пористые песчаники или трещиноватые известняки.

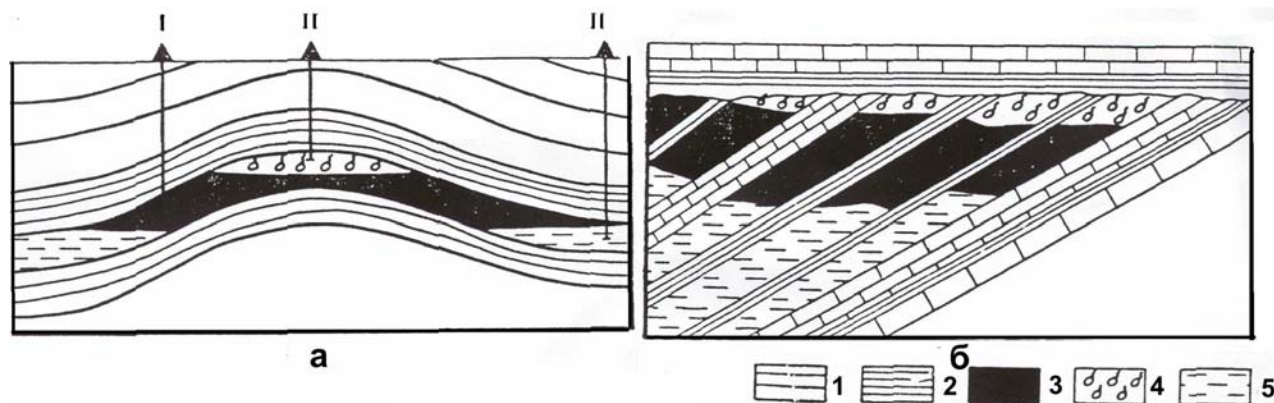


Рис. 4.37. Некоторые структуры (ловушки), благоприятные для скопления нефти и газа в земной коре:

а – антиклинальная складка; б- моноклираль; 1 – известняки, 2 – глины, 3 – нефть, 4 – газ, 5 – вода, I, II, III - скважины

В таких условиях сформировались нефтеносные бассейны Персидского залива, Западной Сибири, Каспийского моря и многие другие. К примеру, современная глубина Каспийского моря составляет сотни метров, а морских осадков под его водами скопилось около 20-25 км. Все они насыщены органикой и непрерывно генерируют нефтепродукты. Поэтому в акватории моря и в прибрежной его зоне разведаны и эксплуатируются десятки месторождений нефти и газа.

Методические замечания

Следует принять во внимание, что природные процессы седиментации и диагенеза в современных условиях претерпевают определенные изменения, вызванные производственной деятельностью человека. Промышленные стоки, выбросы в атмосферу и другие отходы в конечном итоге попадают в речные, озерные, морские и другие осадки, изменяя их состав и формируя соответствующий химизм среды внутри них. Циркулирующие через такие осадки подземные воды расширяют зоны распространения токсичных и других вредных компонентов. Многие такие вещества, в том числе и соединения тяжелых металлов, входят в состав осадков, образующихся в крупных водохранилищах, сооруженных на реках.

Контрольные вопросы

1. Дайте определение понятию "литогенез".
2. Дайте определение понятию "диагенез".
3. В чем заключаются химические преобразования в осадках при их диагенезе?
4. Что происходит с осадками под давлением вышележащих отложений?
5. Какие изменения происходят в осадочных породах на стадии катагенеза?
6. Что означает понятие "эпигенез осадочных пород"?
7. Охарактеризуйте понятие "фация".
8. Какие группы фаций существуют на континентах и в морях?
9. Что понимается под определением "геологические формации"?
10. Какова сущность фациально-формационного анализа?
11. Назовите основные полезные ископаемые осадочного происхождения.

Глава 18. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА (ТЕХНОГЕНЕЗ)

Производственная и научно-техническая деятельность человека изменяет окружающую среду и естественные процессы, протекающие на Земле, ускоряя или замедляя их, а иногда и придавая им иное направление. Современная техника сделала человека настолько могущественным, что природа становится неспособной противостоять ему. Поэтому деятельность людей в масштабах планеты следует рассматривать как мощный экзогенный геологический фактор. Окружающая природная среда, в которой осуществляется эта деятельность, является геологической. Это реальное физическое пространство, включающее верхнюю часть земной коры и частично взаимодействующие с ней внешние оболочки Земли. **Совокупность всех видов воздействия человека на геологическую среду называется техногенезом.**

Пространство, в пределах которого реализуется техногенез, называется **техносферой** или **ноосферой** (греч. *ноос* – разум), т.е. областью воздействия человека и его техники на геологическую среду. Такую деятельность людей в ряде случаев нельзя отнести к разряду разумной, потому что она приводит к постепенной безвозвратной утрате природных комплексов и общей деградации биосферы, ставя под угрозу само существование жизни на Земле.

В силу этих обстоятельств в последние десятилетия сформировалось новое научное направление, занимающееся вопросами изучения взаимосвязи организмов между собой и окружающей средой в биосфере. Это направление называется **экологией**. В своем составе оно имеет ряд научных дисциплин, в том числе **экологическую геологию**. Теоретической основой экологии является учение о всеобщей взаимосвязи и взаимообусловленности в

природе. Целенаправленная деятельность людей невозможна без учета взаимосвязей в природных системах. Поэтому экология предопределяет поведение человека и общества по отношению к природе, а по существу к геологической среде. Особое значение рассматриваемых вопросов очевидно. Разработка и принятие многих технологических и природоохранных решений без знаний в области техногенеза просто невозможно.

Содержание главы

Техногенез и его последствия

Типы техногенеза

Техногенез и геологические условия

Геолого-геофизические последствия техногенеза

Техногенные изменения геологических сред и процессов

Изменения внешних геосфер

Изменения земной коры

Изменения геологических процессов

Рациональное использование и охрана природных ресурсов

ТЕХНОГЕНЕЗ И ЕГО ПОСЛЕДСТВИЯ

Интенсивность, характер и результат техногенных преобразований в природной среде определяются составом техногенных факторов, то есть типом промышленного производства или **типом техногенеза**. Но не только этими факторами. Важное значение имеют и **геологические условия**, в которых техногенез осуществляется. Именно состояние определенных техногенных и геологических факторов приводит к возникновению соответствующих **геологических и геофизических последствий техногенеза**.

ТИПЫ ТЕХНОГЕНЕЗА. Существующие типы техногенеза установлены в соответствии с видами производств. Выделяют **горнотехнический, гидротехнический, инженерно-строительный, сельскохозяйственный, нефтехимический** и другие типы техногенеза. Каждый из этих типов характеризуется соответствующим набором физических и химических факторов, воздействующих на природную среду и происходящие в ней процессы.

Из всех типов техногенеза горнотехнические работы оказывают наибольшее влияние, поскольку они затрагивают не только поверхность, но и глубокие недра земной коры. Подземная разработка месторождений приводит к нарушению поверхности, истощению запасов подземных вод, загрязнению атмосферы шахтными газами и вредной пылью, загрязнению водоемов шахтными водами и др. При добыче полезных ископаемых открытым способом под горные отвалы отчуждаются значительные площади земель сельскохозяйственного назначения. В резуль-

тате не только нарушается земная поверхность, но и изменяются гидрогеологические и микроклиматические условия местности. Большой вред природе наносят также отходы дробильных, обогатительных и агломерационных фабрик.

ТЕХНОГЕНЕЗ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ. Конечный результат техногенного воздействия на тот или иной участок земной коры зависит не только от типа техногенеза, но и от геологических условий, в которых он осуществляется. Интенсивность и направленность техногенных изменений природных объектов во многом определяется **литологическими, тектоническими, гидрогеологическими, гидрологическими, геоморфологическими**, а также **климатическими** факторами. Таковыми соответственно являются: состав и свойства горных пород, их проницаемость и наличие среди них рыхлых образований; характер и интенсивность тектонической нарушенности пород и территории в целом; типы подземных вод, их режим и состав; наличие постоянных и временных водотоков и водоемов; тип рельефа, его расчлененность и крутизна склонов.

Климатические факторы в ряде обстоятельств могут иметь первостепенное значение. Эти факторы определяются температурным режимом местности, среднегодовым количеством и видом атмосферных осадков, силой и направленностью ветров.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДСТВИЯ ТЕХНОГЕНЕЗА. Сочетание разных типов техногенеза и природных геологических условий приводит к возникновению различных видов геологических и геофизических последствий. Эти последствия классифицируются на **минерагенические, геохимические, геофизические, геотермические, геодинамические, геоморфологические, гидрогеологические, инженерно-геологические.**

Минерагенические и геохимические последствия обуславливаются перераспределением вещества во внешних оболочках Земли, а также в земной коре в процессе горных и строительных работ. Минерагенические последствия проявляются в истощении минеральных ресурсов и вызывают изменения в технологиях освоения месторождений. Геохимические последствия выражаются в нарушении химического баланса веществ и природного экологического равновесия.

Геофизические выражаются в появлении искусственных физических полей (блуждающих токов, сейсмических и звуковых волн), которые воздействуют на горные породы, усиливают коррозию металлов, повышают агрессивность вод и т.д.

Геотермические выражаются в изменении теплового режима поверхности литосферы, водных потоков и водоемов. Они особенно ощутимы в районах развития мерзлых грунтов.

Геодинамические состоят в нарушении природного геостатического равновесия в верхней части земной коры, вызванного обработкой по-

лезных ископаемых, откачкой воды, нефти, газа. Все это приводит к различным формам сдвижения породных массивов.

Геоморфологические выражаются в возникновении специфического техногенного рельефа за счет обрушений и проседаний земной поверхности, образования породных отвалов, плотин, карьеров, коммуникаций.

Гидрогеологические возникают в результате воздействия на водоносные горизонты, что проявляется в изменении ресурсов, уровней, режимов и качества подземных вод.

Инженерно-геологические последствия выражаются в активизации оползневых, осыпных, суффозионных явлений и возникновении новых, не свойственных данной местности экзогенных процессов.

ТЕХНОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СРЕД И ПРОЦЕССОВ

Техногенное воздействие на природную среду приводит к изменениям в составе внешних оболочек планеты и верхних горизонтов земной коры, а также в характере и направленности современных геологических процессов.

ИЗМЕНЕНИЯ ВНЕШНИХ ГЕОСФЕР. Изменения атмосферы, гидросферы и биосферы достигли в ряде районов Земли кризисного уровня.

ИЗМЕНЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ вызваны поступлением в нее летучих промышленных и транспортных отходов. Это привело к нарушению **газового равновесия атмосферы**, ее **запылению** и **тепловому загрязнению**.

Нарушение газового равновесия атмосферы вызывается главным образом за счет углекислого газа (CO_2). Примерно за 100 прошедших лет концентрация углекислого газа повысилась с 0,027 до 0,033, а в XXI веке может возрасти до 0,038 %, если выбросы его сохранятся на прежнем уровне. Увеличение содержания CO_2 в атмосфере ведет к потеплению климата. Многие исследователи считают, что оно уже началось.

Запыление атмосферы вызывает парниковый эффект, так как сдерживает отток тепла, излучаемого Землей в космическое пространство.

Тепловое загрязнение атмосферы неуклонно нарастает за счет развития городов и теплоизлучающих технологий. Все это уже в настоящее время повышает температуру в городах на 1-2°C. Общее потепление на планете может привести к более интенсивному таянию ледников, которое вызовет повышение уровня воды в Мировом океане, затопление огромных территорий суши, изменение климата.

ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ выражаются в загрязнении поверхностных и подземных вод и в изменении их режима. Выделяют следующие виды загрязнения вод: **бытовое, агрохимическое, промышленное.**

Бытовое загрязнение обусловлено различными моющими средствами, органическими и другими веществами, которые трудно удаляются при очистке и этим истощают водные ресурсы.

Агрохимическое загрязнение происходит за счет длительного применения в сельскохозяйственном производстве удобрений и ядохимикатов. Эти вещества делают ближайšie к поверхности горизонты подземных вод непригодными для питьевого водоснабжения, а попадая в озера и водохранилища, превращают их в мертвые зоны, лишенные водной растительности и фауны.

Промышленное загрязнение обусловлено стоками предприятий и в настоящее время приобретает планетарный масштаб. В отходах производства, сбрасываемых в водотоки и водоемы, содержится большое количество вредных и токсичных веществ, которые, как правило, труднорастворимы и не разлагаются. Особое место среди загрязнителей занимают нефтепродукты и радиоактивные отходы. Одна капля нефти образует на воде пленку площадью 0,3 м², которая препятствует кислородному обмену, испарению воды, нарушая этим экологическое равновесие. В океан ежегодно поступает около 6 млн. т нефтепродуктов в процессе их добычи и транспортировки.

Захоронение промстоков и их инфильтрация вызывают загрязнение подземной гидросферы, что препятствует организации водоснабжения. Дренаж подземных вод горными выработками часто приводит к полному истощению водоносных горизонтов на протяжении десятков и сотен километров, а утечки из водонесущих объектов и коммуникаций – водохранилищ, каналов, канализаций – к подтоплению территорий вследствие повышения уровней грунтовых вод.

ИЗМЕНЕНИЯ В БИОСФЕРЕ происходят особенно быстро и имеют практически необратимый характер. В результате непрерывного ухудшения среды обитания на планете каждый год исчезают многие виды организмов и растений. Исчезновение одних видов и деградация других приводит к нарушению экологических равновесий как на отдельных территориях, так и в целом на Земле. В этом заключается глобальная экологическая проблема. По всей значимости она превосходит все иные проблемы, которые стоят перед человечеством.

ИЗМЕНЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ. Техногенное воздействие на земную кору изменяет ее **состав, строение и рельеф.**

СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ претерпел изменения вследствие массового извлечения из ее недр полезных ископаемых, их рассеяния и перераспределения в пространстве. В этом отношении деятельность человека приобрела прямо противоположную направленность по сравнению с природными геологическими процессами, которые приводят к концентрации веществ.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ также изменяется под влиянием горно-технической деятельности. Горные работы нарушают структуру массивов горных пород, создают в них пустоты, которые по своим масштабам пре-

восходят природные пещеры. Длительная откачка нефти и воды приводит к нарушениям геостатического равновесия и перераспределению масс в земной коре. Образуются региональные опускания поверхности этих территорий на величину до 5-10 м. Например, откачка подземных вод в Мехико привела к оседанию городской поверхности почти на 9 м, а в Токио – за 50 лет на 3,5 м.

РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ меняется при строительстве городов, дорог, гидротехнических и других сооружений. Наиболее контрастные формы рельефа – положительные (отвалы) и отрицательные (карьерные выемки) – создаются в процессе горнодобывающей деятельности. Глубина карьеров достигает 300-800 м и проектируются еще более глубокие выемки. В противоположность горнодобывающей, инженерно-строительная деятельность преследует цель сnivelировать, сравнять поверхность. Для этого пониженные участки засыпают, а возвышенные – срезают. В итоге во многих районах на Земле преобладает **техногенный рельеф**.

ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. Изменения претерпевают в основном экзогенные процессы – выветривание, водная и ветровая эрозия, в том числе абразия и карстообразование, а также гравитационные явления.

Процессы выветривания и разрушения горных пород активизируются при ведении строительных и горнодобывающих работ, а также в результате химического воздействия на породы промышленных отходов. Благодаря шахтам и рудникам процессы выветривания распространились на глубину. Ими охвачены значительные объемы земной коры. Следствием этого явилось образование так называемой **техногенной коры выветривания**. В настоящее время более половины площади суши подвержено техногенному выветриванию.

Эрозионные процессы, вызванные деятельностью поверхностных, подземных вод и ветра также усиливаются, приобретая часто характерную направленность.

Плоскостная и русловая эрозия активизируется на распаханых склонах, а также в связи со строительством городов, дорог, коммуникаций, ирригационных систем.

Ветровая эрозия с каждым годом становится более интенсивной в связи с уничтожением растительности, распашкой земель, осушением грунтов. Следствием этого является прогрессирующее опустынивание многих районов на Земле.

Абразия берегов морей и водохранилищ усиливается в условиях несоблюдения специальных норм при возведении береговых сооружений. Негативные процессы могут быть ослаблены или предотвращены в случае использования специальных инженерных мероприятий по защите берегов от разрушения.

Карстообразование иногда развивается в тех местах, где оно ранее не отмечалось. Такие процессы происходят вблизи шахт при плохой организации захоронения шахтных вод, поднятых на поверхность. Эти воды, просачиваясь с поверхности на глубину в выработанное пространство, в соответствующих породах способны образовать крупные карстовые пустоты. Карстообразование также может быть вызвано утечками из водоводов и канализаций.

Гравитационные явления – главным образом различные оползни – во многих случаях являются следствием нарушения технологии возведения или эксплуатации зданий и сооружений на склонах. Считается, что около 80% современных оползней имеют техногенную природу вследствие подрезки склонов, неправильной организации стоков, строительства на склонах, увлажнения грунтов под строительными объектами и др. В частности, около 15% территории Днепропетровска располагается на оползнеопасных площадях преимущественно техногенного происхождения.

Техногенез оказывает влияние и на протекание процессов, происходящих внутри земной коры, которые по характеру своего проявления условно можно отнести к эндогенным. Так, упомянутые выше опускания поверхности вследствие откачек нефти и воды могут сопровождаться образованием зияющих трещин и разломов длиной в сотни метров. Такие же деформации и небольшой силы землетрясения возникают при мощных взрывах.

РАЦИОНАЛЬНОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ И ОХРАНА ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

Особый урон окружающей среде приносило и приносит потребительское отношение к природе и уверенность в практической неисчерпаемости естественных ресурсов. Хищническая эксплуатация минеральных и биологических ресурсов обусловили в отдельных районах и регионах Земли резкое загрязнение атмосферы и воды, деградацию почв, уменьшение численности или полное исчезновение отдельных видов животных и растений. В связи с этим возникла острая необходимость в разработке и применении на практике принципов **рационального природопользования**.

ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ – это совокупность воздействий человечества на геологическую среду, рассматриваемых в комплексе. Это понятие объединяет все стороны такого воздействия на природу, включая ее охрану, освоение и преобразование. По существу понятие природопользования совпадает во многом с понятием **охрана природы**, особенно с такой ее стороной, как рациональное использование природных ресурсов.

РАЦИОНАЛЬНОЕ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕ направлено на обеспечение условий существования человечества, максимальное исполь-

зование каждого природного территориального комплекса. При рациональном природопользовании принимаются меры по предотвращению или снижению возможных вредных последствий тех или иных производственных процессов и других видов человеческой деятельности.

ОХРАНА ПРИРОДЫ в современных условиях рассматривается как одно из условий общественного прогресса и поэтому требует правовой государственной регламентации определенного содержания, юридическую базу, природоохранительное законодательство. Под **правовой охраной природы** (геологической среды) понимается совокупность установленных государством правовых норм и возникающих в результате их реализации правоотношений, направленных на выполнение мероприятий по сохранению природной среды, рациональному ее использованию и компенсацию ущерба, наносимого природным объектам.

СОДЕРЖАНИЕ ПРАВОВОЙ ОХРАНЫ ПРИРОДЫ включает четыре основных элемента:

- определенный законом перечень охраняемых объектов природы;
- совокупность предупредительных, закрепительных, восстановительных, карательных и поощрительных правовых норм;
- ответственность за нарушение природоохранительного законодательства и правовые меры возмещения вреда, причиненного природной среде;
- контроль за состоянием естественной среды и соблюдением требований охраны природы.

Правовая охрана природы, имея межотраслевой характер, устанавливает природоохранительные нормы, которые регулируют природоохранительные отношения и подразделяются на законодательные нормы, содержащиеся в законах, и на нормативные акты министерств, ведомств и местных органов власти.

Юридическая база природоохранительного законодательства – это Конституция Украины, в соответствующих статьях которой сформулированы цели, задачи и главные направления государственной и общественной деятельности в области охраны природной среды, а также обязанности граждан в отношении природопользования.

Природоохранительное законодательство включает следующие правовые акты:

- комплексные;
- природно-ресурсные;
- средозащитные.

Комплексные акты определяют охрану природной среды в целом – без подразделения на отдельные объекты охраны; природно-ресурсные – охрану и использование отдельных объектов природы; средозащитные – охрану окружающей среды от вредного влияния на нее деятельности человека.

Методические замечания

Вопросы техногенеза и рационального природопользования очень разнообразны и глубоки по своему содержанию. В настоящей главе по существу приводится лишь перечень этих вопросов и показывается их актуальность. Поэтому будущим специалистам предстоит дальнейшее их изучение в соответствующих специальных дисциплинах. При этом необходимо понять, что уже на данном этапе должно восприятие информации по техногенезу возможно лишь на основе знаний всего материала по курсу общей геологии.

В нашей стране, как и во многих других странах, существует обширное законодательство, регламентирующее работу предприятий, строительство, горнодобывающую и сельскохозяйственную деятельность в связи с необходимостью охраны и рационального использования недр, земель, водных ресурсов и воздушной среды. Однако выполнение этого законодательства и контроль за ним не всегда производится на должном уровне. На таком же уровне находится экологическая грамотность многих руководителей производства и большей части населения. Их повышение – острая необходимость, так как в настоящий период именно от этого в первую очередь зависит здоровье и будущее людей.

Контрольные вопросы

- 1. Назовите виды производственной деятельности, оказывающие наибольшее воздействие на геологическую среду.*
- 2. Приведите перечень геолого-геофизических последствий техногенного воздействия на геологическую среду.*
- 3. Почему техногенное воздействие и его результаты рассматриваются как экзогенный геологический фактор?*
- 4. В чем заключаются техногенные изменения, происходящие в атмосфере и гидросфере?*
- 5. Какие техногенные изменения происходят в земной коре?*
- 6. Как и какие геологические процессы меняют свой характер и направленность в результате техногенного воздействия на них?*
- 7. Дайте краткое определение научному направлению “экология”.*
- 8. В чем заключается понятие “рациональное природопользование” и его значение?*
- 9. Что понимается под правовой охраной природы?*

Раздел пятый

СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

Эволюция литосферы и входящей в ее состав земной коры – это наиболее важная и сложная проблема в геологии. Ее решение осуществляется постепенно на протяжении столетий в форме сменяющих друг друга представлений – гипотез – о причинах и характере преобразований на Земле. И это естественно, так как каждая новая гипотеза могла возникнуть только на основе более достоверных и глубоких сведений. Поэтому современные представления о развитии литосферы лишь отражают достигнутый уровень знаний в этой области. В дальнейшем усилиями ученых всего мира они также будут совершенствоваться на основе данных о строении и роли отдельных структурных элементов коры и литосферы.

Глава 19. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

Под структурными элементами земной коры и литосферы понимаются отдельные их части, а также разделяющие их границы. Следует также учесть, что структурные элементы в одном случае могут распространяться на всю толщу литосферы, а в другом – только на ее верхнюю часть – земную кору. Соответственно элементы могут быть **глубинными и коровыми**.

Материал главы в значительной мере основан на характеристике земной коры и литосферы, приведенной в разделе 2.3. Поэтому необходимо вновь обратиться к сведениям, изложенным в этом разделе.

Сведения о строении земной коры вначале отражали в основном условия на континентах. Это не позволяло составить модель развития всей литосферы, включая площади, занятые океанами и их окраинами. Лишь в последние десятилетия осуществился прорыв в деле познания основных принципов в развитии литосферы и земной коры. Во многом это стало возможным после проведения глубоководных исследований дна океана с помощью специальных аппаратов, а также благодаря точным измерениям скорости и направления перемещений отдельных частей земной коры. В результате сформировался новый подход к структурированию земной коры и литосферы. В его основе лежит **геодинамический принцип**, учитывающий характер тектонического развития этих структур. Очевидно, что такой подход наиболее продуктивен, так как во все времена общая направленность и первостепенная роль тектонических движений были и остаются неизменными. Соответственно характеристика структурных элементов земной коры и литосферы составлена таким образом, что вначале приведено традиционное описание этих структур, а затем представлена их геодинамическая сущность.

Содержание главы

- Основные черты строения континентов
 - Складчатые области (геосинклинали)
 - Платформы (древние и молодые)
 - Тектонические циклы и эпохи горообразования
 - Эпиформенные горные сооружения
 - Континентальные рифты
- Структуры океанического ложа и его окраин
- Литосферные плиты как основные структуры литосферы
- Геодинамическое районирование современной литосферы
 - Малоподвижные и подвижные области
 - Глубинные разломы

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ

Принципиально разное строение литосферы океанов и континентов позволяет считать их глубинными структурными элементами первого порядка.

В земной коре континентов выделяются следующие основные структурные элементы:

- **складчатые области;**
- **древние и молодые платформы;**
- **эпиформенные горные сооружения;**
- **рифтовые зоны.**

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ. Одним из современных проявлений складчатых областей являются вытянутые на многие сотни и тысячи километров горные сооружения, сложенные сильно дислоцированным комплексом осадочных, метаморфических и магматических пород большой мощности (до 10-20 км). Примером таких образований являются Уральский, Карпатский, Кавказский и многие другие регионы. Особенностью таких структур является обязательное присутствие в них мощных толщ пород морского происхождения. Другим проявлением складчатых областей являются такие же смятые в складки комплексы пород, слагающие равнинные территории или залегающие под слоями молодых отложений. Важно понять, что и горная и равнинная формы складчатых областей по своей природе ничем не отличаются. Просто первые из них могли закончить свое формирование в палеоген-неогеновое время, а другие - в одну из прошедших эпох длительной истории формирования земной коры. Изучение складчатых областей привело во второй половине XIX столетия к возникновению **учения о геосинклиналях**. Основателями учения были американские геологи Д. Хол и Д. Дена. Д. Хол в 1857 г. показал, что складчатые горные сооружения возникли на месте прогибов земной коры, заполненных мощными толщами разнообразных морских отложений. Учитывая планетарный масштаб и синклиналиную форму прогибов,

Д. Дена в 1873 г. назвал их **геосинклиналями**. Учение о геосинклиналях развивалось учеными многих стран и со временем превратилось в четкую научную концепцию, которая сыграла большую роль в развитии различных направлений в геологии.

Важно подчеркнуть, что учение о геосинклиналях, начиная с 60-70 г.г. XX столетия, получило новое развитие благодаря успешным исследованиям строения и развития дна океанов. Возникшая на этой основе геотектоническая теория - **тектоника литосферных плит** - позволила по-новому объяснить все особенности строения, развития и размещения на Земле складчатых структур. Более подробно современная трактовка формирования геосинклиналей будет приведена в следующей главе. При этом ниже для лучшего восприятия этой информации крайне схематично излагается сущность прежних, классических представлений о геосинклиналях.

СУЩНОСТЬ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ можно изложить в форме следующих основных положений:

- геосинклинали возникли в зонах глубокого - до 15-25 км - тектонического погружения литосферы, где в образовавшихся впадинах морях накапливались толщи разнообразных осадочных пород;
- сложные перемещения тектонических блоков в разных частях впадин приводили к смятию пород и появлению в них разнообразных разрывных нарушений;
- тектонические процессы, раздробленность и высокая проницаемость земной коры в геосинклинальных прогибах явились причиной проявления интрузивного и эффузивного магматизма с образованием разнообразных магматических пород;
- породы, заполнившие впадину, подвергались метаморфизму - региональному (вплоть до гранитизации пород), контактовому, дислокационному;
- нижняя часть породного комплекса геосинклиналей сложена так называемой **офиолитовой ассоциацией** пород (офиолитами), представленной внизу слоем перидотитов, а выше - габбро, базальтами, кремнистыми породами. Такой комплекс, как известно, характерен для коры океанического типа;
- в 1940г. немецкий геолог Г. Штилле и американский Д. Кей в 1942 г. установили асимметрию в строении геосинклиналей. Они выделили в них два принципиально разных элемента - **миогеосинклинали** (ненастоящие геосинклинали), прилегающие к платформам, и **эвгеосинклинали** (настоящие геосинклинали), тяготеющие к противоположному борту единого геосинклинального прогиба;
- в развитии геосинклиналей выделяется несколько стадий (рис. 5.1) – **собственно геосинклинальная** (ортогеосинклинальная), **инверсии** (смены режима нисходящих тектонических движений на восходящие) и **орогенная** - горообразующая;

- внутреннее строение геосинклинальных комплексов очень сложное. Для его характеристики используется много специальных определений и терминов. С ними можно ознакомиться в учебниках по общей геологии.

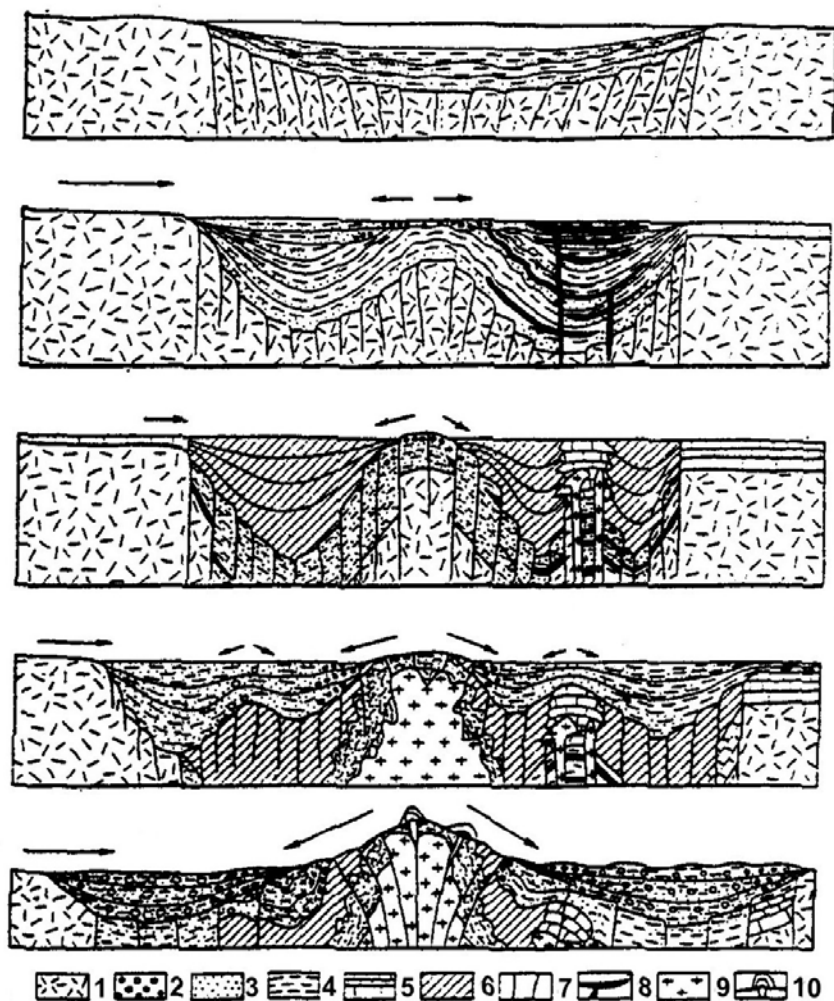


Рис. 5.1. Принципиальная схема развития геосинклинальной системы в течение одного геотектонического цикла (по В.Е. Хаину, 1964):
 1 – фундамент, 2 – конгломераты, 3 – песчаники и алевролиты, 4 – глины, 5 – известняки, 6 – флиш, 7 – разрывные нарушения (глубинные разломы), 8 – излияния и пластовые интрузии основных пород, 9 – граниты и плагииграниты, 10 – вулканические образования. Стрелки показывают направления и относительную интенсивность сноса осадочного материала для заполнения впадин

ВОПРОС О РАЗМЕЩЕНИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ НА КОНТИНЕНТАХ является важным для понимания механизма образования коры континентального типа. Однако ответ на этот вопрос достаточно прост - вся земная кора континентов по существу представляет собой сложное сочетание геосинклиналей разного возраста, завершивших свое развитие в прежние эпохи, начиная с самых древних. Даже основания древних континентальных платформ представлены еще более древними толщами пород геосинклинального происхождения. При этом естественно, что с течением геологического времени и изменением ус-

ловий на Земле менялись и сами геосинклинали. В связи с увеличением размеров континентов геосинклинали становились более протяженными и глубокими. Менялся и сам состав пород, заполняющих геосинклинальные прогибы.

В современную эпоху геосинклинали также существуют и развиваются. Такими зонами являются: западное побережье Тихого океана с его краевыми морями и островными дугами, Средиземноморье, Карибский бассейн.

РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ В ПОСТОРОГЕННЫЙ ПЕРИОД обусловлено резким снижением их тектонической подвижности, что в свою очередь вызвано не только глубинными причинами, но и большой мощностью новообразованной коры. В результате, возникшие в орогенную стадию горные сооружения геосинклиналей подвергаются интенсивному разрушению экзогенными процессами. Со временем на месте геосинклиналей формируется комплекс более молодых отложений, залегающих с резким угловым несогласием на более древнем геосинклинальном складчатом комплексе. Так геосинклинальные зоны преобразуются в **платформенные области**.

ПЛАТФОРМЫ. Это участки земной коры, прошедшие три стадии геосинклинального развития и потерявшие способность к интенсивным прогибаниям, поднятиям и горообразовательным процессам. Такие участки в составе коры становятся относительно жесткими монолитными образованиями.

Главной особенностью платформ является их двухъярусное строение. Нижний структурный **ярус** или **этаж** называется **фундаментом платформы**, а верхний ярус **платформенным чехлом** (рис. 5.2).

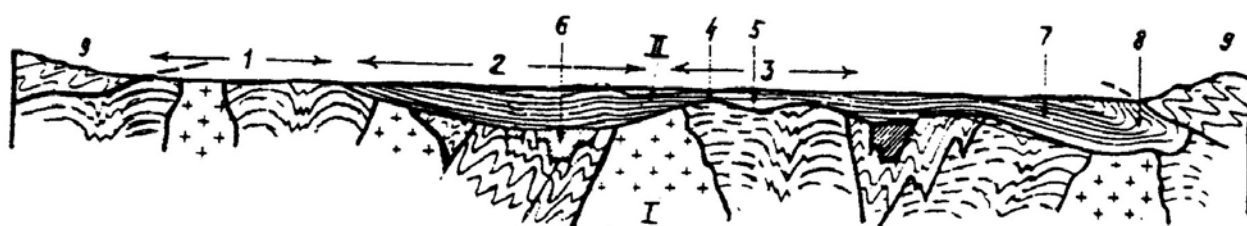


Рис. 5.2. Схема строения платформы в разрезе:

I – фундамент; II – чехол; 1 – щит, 2 – синеклиза, 3 – антеклиза, 4 – свод, 5 – впадина, 6 – авлакоген, 7 – перикратонный прогиб, 8 – передовой прогиб, 9 – складчатая область

Фундамент платформы представляет собой эродированное складчатое сооружение, возникшее в геосинклинальную стадию развития района. Он сложен сильно дислоцированными и метаморфизованными породами с многочисленными складчатыми и разрывными нарушениями в них.

Платформенный чехол сложен пологозалегающими и слабо дислоцированными осадочными или эффузивными породами. Этот комплекс формируется в платформенный этап развития района и поэтому залегаёт с региональным стратиграфическим и угловым несогласием по отношению к фундаменту платформы.

По возрасту фундамента платформы делятся на древние и молодые. К **древним** относятся платформы, фундамент которых формировался в докембрийское время. Платформы принято называть по возрасту их фундамента с приставкой "эпи" (греч. *эпи* - после, над). В связи с этим древние платформы называют эпипротерозойскими. К **молодым** относятся те платформы, фундамент которых сформировался в ту или иную эпоху палеозоя или мезозоя (**эпибайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские платформы**).

Для платформ характерны следующие общие особенности:

- медленные, распространяющиеся на обширные территории вертикальные тектонические движения, приводящие к трансгрессиям и регрессиям моря;
- относительно небольшая мощность пород осадочного чехла, обычно не превышающая 2-4 км;
- ограниченный набор разновидностей пород осадочного чехла, где преобладают карбонатные и песчано-глинистые морские отложения, континентальные красноцветные песчано-глинистые, соленосные и гипсоносные породы;
- горизонтальное и слабонаклоненное залегание пород чехла, осложненное прерывистой складчатостью;
- относительно слабое проявление магматизма; интрузивный и эффузивный магматизм проявляются лишь на некоторых платформах вдоль глубинных разломов, пересекающих и фундамент и чехол (например, трещинные излияния основного и ультраосновного состава).
- отсутствие проявлений регионального метаморфизма;
- низкие геотермические градиенты.

В РАЗВИТИИ ПЛАТФОРМ выделяются два основных этапа:

- **на первом этапе** происходит прогибание платформы, трансгрессия моря и накопление морских осадков. Прогибание сопровождается оживлением разломов в фундаменте, разделением его на отдельные глыбы, что приводит к образованию прерывистых складок и понижений в рельефе фундамента;

- **на втором этапе** начинается общее поднятие платформы и регрессия моря. В заливах и лагунах формируются угленосные или соленосные отложения. Платформа почти полностью осушается. В результате восходящих движений завершается формирование платформенных складок.

В целом для платформ характерна прерывистая складчатость, глыбовая структура фундамента, проявившаяся в виде сводовых подня-

тий и впадин, а также общая унаследованность структур фундамента и чехла.

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ характеризуются своими особенностями состава, строения их фундамента и осадочного чехла.

Фундамент платформ сложен складчатыми, глубоко метаморфизованными толщами пород, прорванными гранитными интрузиями. Широкое развитие имеют гнейсовые и гранитогнейсовые купола или овалы - специфические формы метаморфогенной складчатости. Фундаменты древних платформ архей-протерозойского времени повсеместно подвергались сильному размыву и денудации, в результате чего вскрылись породы, образованные на больших глубинах. К тому же эти породы неоднократно подвергались выветриванию. Это привело к формированию на них древних площадных и линейных кор выветривания разного возраста.

В строении платформ выделяют структурные элементы различных порядков. Фундамент платформы может выходить на поверхность, подходить близко к ней или залегать на большой глубине. Соответственно осадочный чехол может иметь различную мощность или полностью отсутствовать.

Наиболее крупными структурными элементами платформ являются: **щиты, плиты, авлакогены, перикратонные прогибы, передовые прогибы**, которые показаны на схеме (см. рис. 5.2).

Щиты - это выступы фундамента, которые на протяжении всего платформенного этапа развития испытали наибольший подъем в сравнении с другими частями платформы.

Плиты - части платформ, повсеместно перекрытые осадочным чехлом. В пределах плит различают их элементы - **синеклизы** (обширные плоские впадины в теле фундамента) и **антеклизы** - плоские сводовые поднятия фундамента. Нередко антеклизы и синеклизы осложнены структурами меньших размеров - **сводами, впадинами, валами**.

Авлакогены (греч. *авлос* - борозда, ров; *ген* - рожденный, т.е. рожденные рвом) - грабенообразные прогибы в теле фундамента, протягивающиеся на многие сотни километров. Авлакогены чаще всего формировались в позднем протерозое и раннем палеозое. Мощность морских и континентальных отложений в них достигает 5-12 км. Авлакогеном, к примеру, является Донецко-Днепровский прогиб (впадина) шириной 200-300 км, разделяющий Украинский щит и Воронежскую антекклизу.

Перикратонные (т.е. на краю кратона или платформы) и **передовые прогибы** граничат с молодыми складчатыми геосинклинальными структурами и отличаются глубоким погружением поверхности фундамента на границе с ними.

От прилегающих более молодых платформ и формирующихся складчатых зон древние платформы отделяются глубинными разломами, которые называются **краевыми швами** (см. рис. 5.2).

МОЛОДЫЕ ПЛАТФОРМЫ сформировались на байкальских, каледонских или герцинских фундаментах, сложенных менее метаморфизованными породами, с меньшим содержанием в них гранитов. Отмечается также более тесная унаследованность между структурами фундамента и чехла. Примером молодой платформы может быть Тимано-Печорская (эпибайкальская), Скифская (эпигерцинская), Западно-Сибирская (эпипалеозойская).

РАЗМЕЩЕНИЕ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ показано на схеме тектонического районирования континентальной земной коры (рис. 5.3).

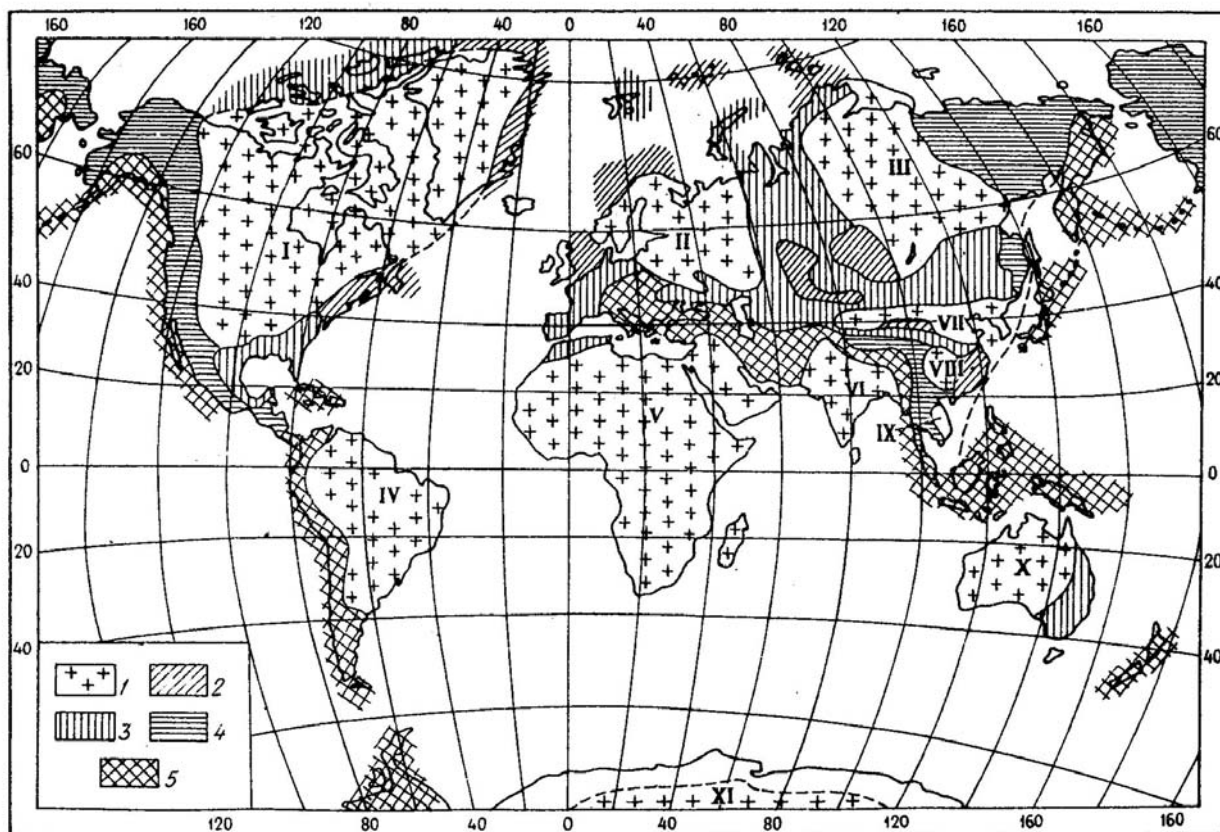


Рис. 5.3. Схема тектонического районирования континентов:

1 – докембрийские платформы; 2 – эпикаледойские области; 3 – эпигерцинские области; 4 – эпимезозойские области; 5 – области альпийской складчатости; Платформы: I – Северо-Американская; II – Восточно-Европейская; III – Сибирская; IV – Южноамериканская; V – Африкано-Аравийская; VI – Индийская; VII – Восточно-Китайская; VIII – Южно-Китайская; IX – Индо-Синийская; X – Австралийская; XI – Антарктическая

На схеме видно, что основой каждого континента являются древние платформы, которые согласно реконструкциям А. Вегенера, а затем Р. Дитца и Дж. Холдена до конца пермского периода составляли единый континент **Пангею** (рис. 5.4).

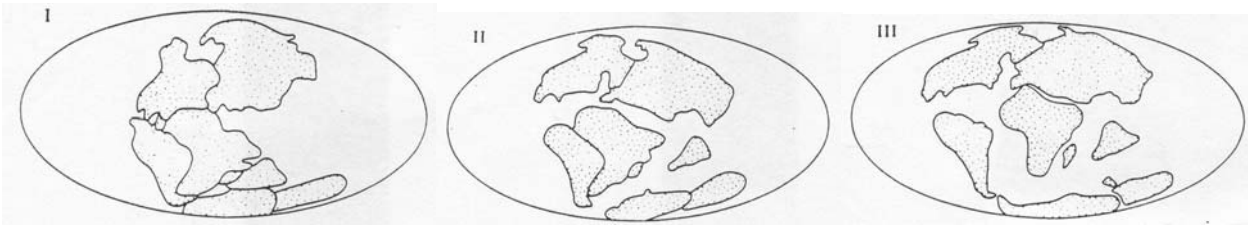


Рис. 5.4. Распад Пангеи, показанный А. Вегенером, в современной реконструкции Р. Дитца и Дж. Холдена (по Е. Зейболду и В. Бергеру): I – конец пермского периода; II – конец юрского периода; III – конец мелового периода

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ЭПОХИ ГОРООБРАЗОВАНИЯ. В истории Земли отмечается чередование эпох преимущественно геосинклинального или платформенного развития. На такую цикличность впервые обратил внимание французский геолог М. Бертран (1886г.), который выделил в свое время четыре эпохи горообразования. В настоящее время в общей эволюции земной коры выделяют гораздо большее количество тектонических циклов, возраст которых в годах указывается в скобках:

- катархейский (3,5 – 4,5 млрд.);
- раннеархейский или саамский (3,0 – 3,5 млрд.);
- позднеархейский или беломорский (2,6 – 3,0 млрд.);
- раннепротерозойский или раннекарельский (2,0 – 2,6 млрд.);
- среднепротерозойский или позднекарельский (1,7 – 2,0 млрд.);
- раннерифейский или готский (1,4 – 1,7 млрд.);
- среднерифейский или гренвильский (1,0 – 1,4 млрд.);
- байкальский (550 - 1000 млн.);
- раннепалеозойский или каледонский (375 - 545 млн.);
- позднепалеозойский или герцинский (220 - 375 млн.);
- мезозойский или киммерийский (80 - 220 млн.);
- кайнозойский или альпийский (незавершенный).

Условно в границах каждого тектонического цикла можно выделить продолжительные **эволюционные этапы** и в них относительно короткие периоды ускоренного, революционного, развития, или **эпохи складко- и горообразования** с таким же названием.

ТЕРРИТОРИЯ УКРАИНЫ, точнее около 90 % ее площади, расположена на юго-западе **Восточно-Европейской** или **Русской платформы**. В пределах украинской ее части выделяется Украинский щит, Волыно-Азовская и Русская плита, которую усложняет Днепровско-Донецкая впадина (авлакоген). Фундаментом платформы является архей-протерозойские образования, а чехлом - отложения верхнего протерозоя и фанерозоя. Равнинный Крым и территория страны южнее г. Одессы располагается в пределах молодой Скифской платформы. Ее фундамент слагают породы палеозойского возраста, а чехол - мезозойского. Складчатыми областями в пределах Украины являются Донбасс

(герциниды), мезозойская геосинклиналь Горного Крыма и альпийская складчатая система Украинских Карпат (рис. 5.5).

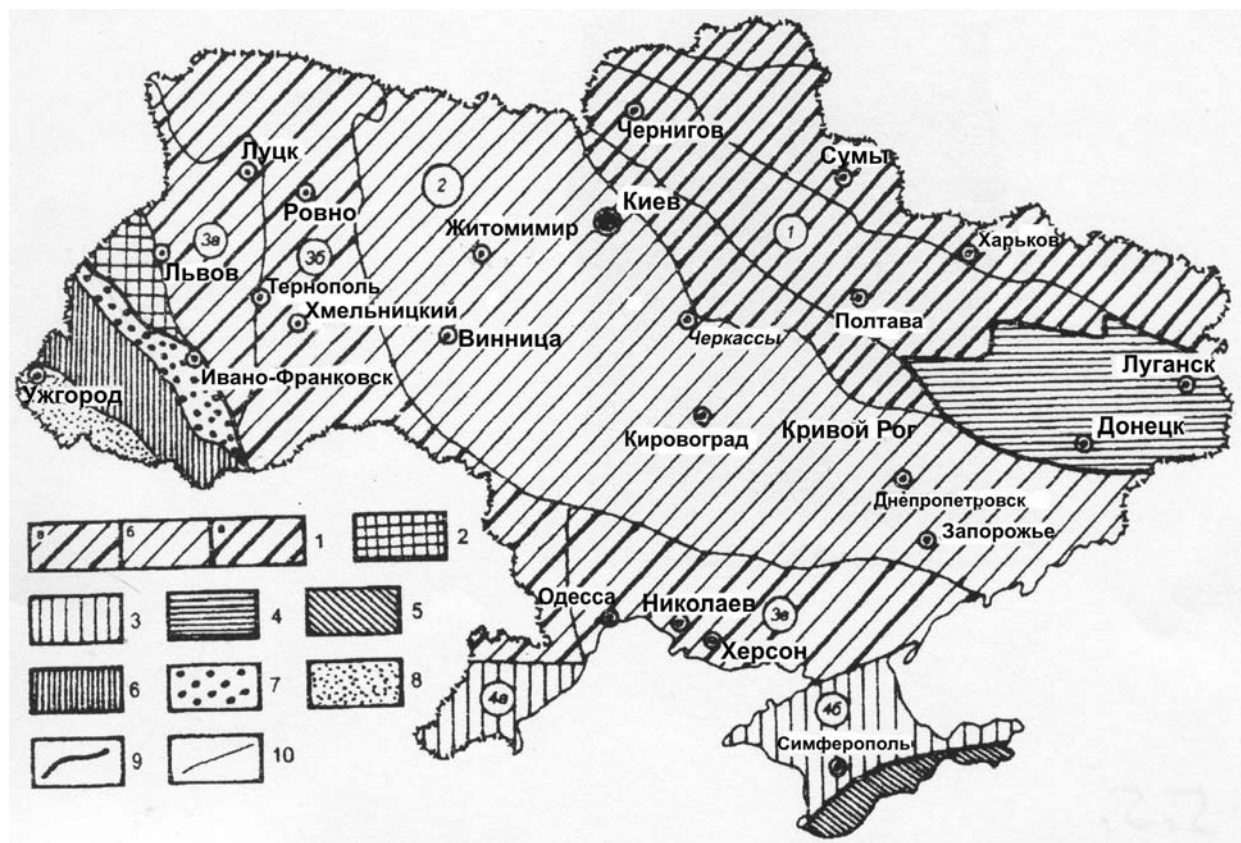


Рис. 5.5. Геоструктурные элементы территории Украины

Платформенные области: 1 – Восточно-Европейская платформа: а – Волыно-Азовская плита; б – Украинский щит; в – Русская плита; 2 – Западно-Европейская платформа; 3 – Скифская платформа.

Складчатые области: 4 – Донбасс; 5 – Горный Крым; 6 – Украинские Карпаты. Прогибы: 7 – Предкарпатский; 8 – Закарпатский.

Другие условные обозначения: 9 – границы платформенных и складчатых областей; 10 – границы структурных элементов платформенных областей.

Цифрами в кружках обозначены структурные элементы платформенных областей: 1 – Днепровско-Донецкая впадина; 2 – Украинский щит; 3- Волыно-Азовская плита: 3а – Львовский прогиб; 3б – Волыно-Подольский сегмент; 3в – южный сегмент; 4 – Скифская платформа: 4а – Западный сегмент; 4б – Центральный сегмент

ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ ГОРНЫЕ СООРУЖЕНИЯ. Формирование горных сооружений (орогенез) может быть связано не только с соответствующей стадией в развитии геосинклиналей. Часто эти процессы происходят в период платформенного этапа развития территории и называются **эпиplattformенным орогенезом** или **тектонической активизацией** платформ.

Горный рельеф в пределах платформ формируется в относительно непродолжительные промежутки геологического времени. При этом образуются так называемые сводово-глыбовые горные системы с крутыми межгорными впадинами. Процессы горообразования могут сопровождаться базальтовым вулканизмом. Типичным примером таких орогенов явля-

ется Тянь-Шань. К началу неогена Северный Тянь-Шань представлял собой эпикаледонскую, а Южный Тянь-Шань - эпигерцинскую платформу. В неоген-четвертичный этап произошла резкая активизация тектонических движений. Платформа глубинными разломами была разобщена на отдельные блоки в виде опущенных грабенов и поднятых горстов. Амплитуды относительных перемещений смежных блоков достигли 12-13 км. Установлено, что процессы эпиплатформенного орогенеза были достаточно распространенными и на более ранних этапах развития литосферы. Помимо Тянь-Шаня эпиплатформенными тектоническими структурами являются Алтай, Саяны, Западное и Восточное Забайкалье, Восточная Африка и многие другие.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ. Рифты – это тектонические структуры общеконтинентального масштаба, образующиеся вдоль линии растяжения литосферы. Морфологически рифты представляют собой линейно-вытянутые простые и сложные грабены, протяженностью в сотни и тысячи километров. Ширина их может быть разной – от 5-20 км (Мертвое море) до 200-400 км (Черное море). В современном рельефе рифты представляют собой четко оконтуренные линейные понижения – **рифтовые долины**, ограниченные обрамляющими их хребтами. Самые крупные современные рифты приурочены к осевым зонам крупных сводовых поднятий. Таковыми являются: система Восточно-Африканских рифтов, рифты, в которых располагаются Красное море и озеро Байкал, а также Верхнерейнский рифт.

Рифтообразование почти всегда сопровождается щелочно-базальтовым вулканизмом, приуроченным обычно к зонам пересечения рифтов с поперечными к ним разломами.

Развитие континентальных рифтов происходит в форме их постепенного расширения. При этом, когда ширина рифта достигает 30-40 км, мощность земной коры в его пределах становится в 1,5 раза тоньше в сравнении со смежными областями. Дальнейшее расширение рифта приводит к разрыву коры. В результате в донной части рифта начинает формироваться базальтовая кора океанического типа и рифт становится межконтинентальным (типа Черноморского), а впоследствии и новым океаном. Вероятно именно подобные процессы рифтообразования стали причиной распада суперконтинента Пангея, о котором упоминалось ранее.

СТРУКТУРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА И ЕГО ОКРАИН

СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА. В строении современных океанов выделяют два основных элемента – **срединноокеанические подвижные пояса**, выраженные поднятиями (хребтами), и **океанические платформы**.

СРЕДИННООКЕАНИЧЕСКИЕ ХРЕБТЫ – планетарная система поднятий общей протяженностью около 64 тыс. км. Ширина ее меняется

от 0,5 до 2 тыс. км., а превышение над океаническим ложем достигает 3-4 км. Система проходит через все океаны и занимает около 30% площади их дна. Осевые участки хребтов представляют собой **рифтовые зоны** – относительно узкие (до 25-50 км) грабены с крутыми и отвесными бортами. Для этих зон характерны: сейсмичность, высокие показатели теплового потока, базальтовый магматизм. В осевой части рифтов молодые базальтовые извержения обычно образуют продольные поднятия. У основания бортов грабена нередко наблюдают гидротермы (горячие источники).

Срединные хребты сложены магматическими породами основного и ультраосновного состава, в разной степени метаморфизованными. Мощность и возраст тонкого слоя осадков на склонах хребтов увеличиваются в сторону океанического ложа.

В поперечном направлении хребты пересекаются многочисленными так называемыми **трансформными разломами**, вдоль которых установлены горизонтальные смещения осей рифтовых зон, составляющих иногда десятки и сотни километров. Самые крупные из таких разломов (**магистральные**) могут распространяться на соседние плиты и даже продолжаться на континентах.

На пересечении срединных хребтов и магистральных разломов нередко образуются вулканические сооружения в виде островов (Исландия, Азорские, Пасхи и др.).

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ПЛАТФОРМЫ располагаются между основаниями материковых склонов и срединными хребтами. Рельеф платформ преимущественно равнинный, с отдельными широкими котловинами. В пределах океанических платформ земная кора выдержана по мощности (5-8 км.) и строению. Однако в отдельных местах отмечаются поднятия дна различного происхождения. Таковыми являются **гайоты, линейные вулканические архипелаги и овальные поднятия**, а также **микроконтиненты**.

Гайоты – надводные выступы вулканических конусов с эродированными, плоскими вершинами.

Вулканические архипелаги – цепи островов вулканического происхождения (например, Гавайские острова в Тихом океане и Канарские в Атлантическом). Овальные поднятия (например, острова Бермудские и Зеленого мыса в Атлантике) также имеют вулканическое происхождение.

Микроконтиненты – это подводные поднятия в виде плато или острова с корой континентального типа (например, Фолклендские острова и плато Рокол на юге Атлантики, Сейшельские острова в Индийском океане и Новозеландский архипелаг в Тихом).

СТРОЕНИЕ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОКРАИН. Океанические окраины имеют кору континентального или переходного типа и занимают около 20% площади океанов. По своему строению и особенностям развития окраины разделены на тектонически **пассивные (атлантический тип)** и **активные (тихоокеанский тип)** (рис. 5.6)



Рис 5.6. Типы океанических окраин: 1 – активные; 2 – пассивные; 3 –промежуточные

ПАССИВНЫЕ ОКРАИНЫ характерны для большей части Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов. На этих окраинах практически не отмечаются землетрясения и проявления процессов магматизма. Морское дно в пределах пассивных окраин состоит из трех основных элементов – плоского **шельфа** до глубины 200-500 м., крутого **континентального склона** до глубины 2,5-3,5 км и пологого **континентального подножья** до глубины 4-4,5 км.

В области континентального склона и подножья обычно происходит постепенное выклинивание материковой коры. Реже отмечаются резкие контакты ее с океанической вдоль крутых или вертикальных глубинных разломов.

Пассивными являются также так называемые **трансформные окраины**, которые образовались в результате проникновения в них трансформных разломов. Такие окраины имеют узкий шельф, крутой континентальный склон, совпадающий с разломом и слабовыраженное подножие склона.

АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ наиболее характерны для большей части берегов Тихого океана, а также для отдельных участков Индийского и Атлантического. Эти окраины состоят из **окраинных (краевых) морей**, так называемых **островных дуг** и **глубоководных желобов (впадин)**.

Окраинные моря отделяются от океана островными дугами и представляют собой котловинные впадины глубиной до 3-5 км. Дно морей сложено корой переходного или океанического типа. Мощность осадочного слоя коры достигает 5-12 км. Высокая сейсмическая активность и повышенный тепловой поток отмечается в узких зонах, прилегающих к

островным дугам. Крайними являются Берингово, Охотское, Японское и другие моря Западного побережья Тихого океана.

Островные дуги – это дугообразно вытянутые архипелаги островов, расположенные между крайними морями и глубоководными желобами со стороны океана. Такими дугами являются Командоско-Алеутские, Курильские и другие острова в Тихом океане. В Атлантике такими структурами являются Южно-Антильские острова, а в Индийском океане Зондские. Земная кора в пределах островных дуг **континентального** или **субконтинентального** типа мощностью до 20-25 км. Для дуг характерна высокая сейсмическая активность и магматизм преимущественно среднего (андезитового) состава.

Глубоководные желоба – это узкие, шириной до нескольких десятков километров и длиной до сотен и тысяч километров замкнутые впадины, вытянутые вдоль островных дуг. В поперечном сечении форма впадин асимметрична, так как со стороны океана их склоны более пологие, а со стороны островных дуг крутые.

Главная особенность состоит в том, что в донной части впадин выходят на поверхность зоны высокой сейсмической активности, наклоненные под островные дуги и погружающиеся в мантию до глубин во многие сотни километров. Такие структуры называются **сейсмофокальными зонами**. По фамилиям исследователей, изучавших эти структуры, они называются **зонами Вадати-Заварицкого-Беньофа** или **зоны ВЗБ**. Именно с этими зонами связана не только высокая сейсмичность активных окраин океанов, но и интенсивная вулканическая деятельность в пределах островных дуг.

Примечательно, что активные окраины могут состоять не только из одного ряда островных дуг и впадин. Таких рядов, разделенных междуговыми бассейнами, может оказаться два или даже три. В этом случае дуги имеют разный возраст – более молодые располагаются дальше от берега. При этом, в пределах более древних островных дуг вулканические явления практически отсутствуют. Подобное строение активных окраин характерно для Карибской области в Атлантике и для юго-западного побережья Тихого океана.

Особый вид активных окраин существует вдоль западных берегов Центральной и Южной Америки. Он назван **андским типом активных окраин**. Здесь глубоководные желоба примыкают непосредственно к континенту, по краю которых протягиваются вулканические зоны.

ЛИТОСФЕРНЫЕ ПЛИТЫ КАК ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ

Согласно современным представлениям основными глубинными структурными элементами литосферы являются **литосферные плиты** – семь основных и несколько второстепенных. Плиты находятся в состоянии

непрерывных медленных перемещений относительно друг друга (рис. 5.7). Границами плит в большинстве случаев являются зоны распространения очагов землетрясений и вулканизма на Земле. Эти явления, как известно, отмечаются в пределах узких рифтовых зон континентов и срединных океанических хребтов, глубоководных желобов, а также в более широкой полосе, проходящей через Средиземноморье, Малую и Среднюю Азию, Гималаи.

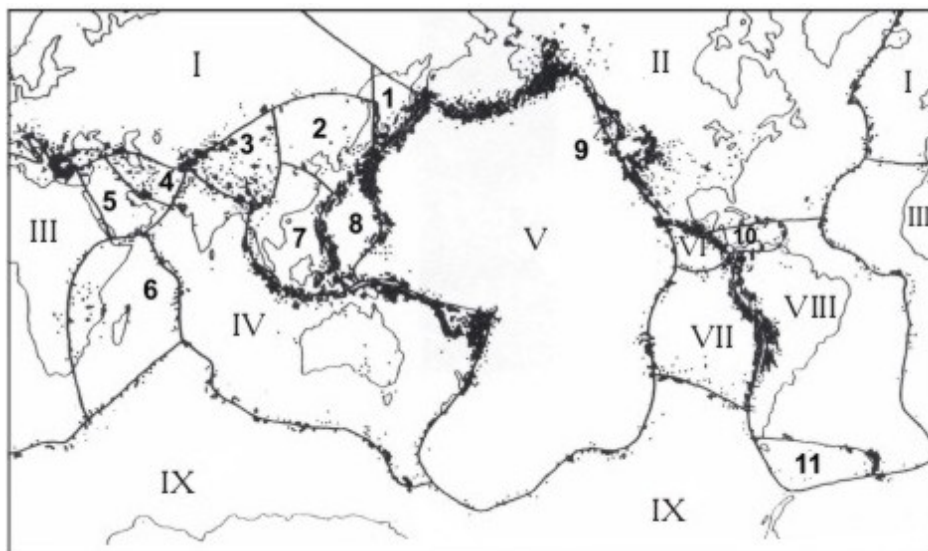


Рис 5.7. Схема деления литосферы на плиты.

Точки – эпицентры землетрясений; жирные линии - границы плит. Главные плиты: I – Евразийская, II – Североамериканская, III – Африканская, IV – Индийская или Индо – Австралийская, V – Тихоокеанская, VI – Кокос, VII – Наска, VIII – Южноамериканская, IX – Антарктическая. Малые плиты: 1 – Охотоморская, 2 – Амурская, 3 – Тибетская, 4 – Иранская, 5 – Аравийская, 6 – Сомалийская, 7 – Китайская, 8 – Филиппинская, 9 – Хуан - де - Фука, 10 – Карибская, 11 – Скоша

На рисунке 5.7 видно, что некоторые плиты включают в свой состав как континентальные, так и океанические части литосферы и это является главной особенностью структуры литосферы. Считается, что подвижность плит объясняется тем, что залегают они на полужидкой пластичной астеносфере, а характер их движений обусловлен особенностями перемещения мантийного вещества и режима осевого вращения Земли. При этом установлено три основных вида перемещений литосферных плит и отдельных их частей:

- в рифтовых зонах континентов и срединных океанических хребтов отмечается раздвижение плит;
- вдоль глубоководных желобов происходит схождение плит путем погружения тонкой но тяжелой океанической коры под менее плотную континентальную;
- отдельные части внутри плит перемещаются относительно друг друга вдоль так называемых **трансформных разломов**, пересекающих срединные океанические хребты.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

По степени подвижности (сейсмичности) и характеру совершаемых перемещений современная литосфера разделяется на тектонически **малоподвижные области** и **подвижные**. Эти области в свою очередь состоят из соответствующих геодинамических структурных элементов, отличающихся по своему местоположению, строению и развитию. Особыми геодинамическими зонами являются **глубинные разломы**.

МАЛОПОДВИЖНЫЕ ОБЛАСТИ ЛИТОСФЕРЫ. Тектонически малоподвижные области располагаются в срединных частях литосферных плит и занимают основную часть их площадей. Для этих областей характерно однородное, монолитное строение земной коры и литосферы, малая их проницаемость. Пространственно малоподвижные области совпадают с **платформами – континентальными и океаническими (талассократонами)**.

ПОДВИЖНЫЕ ОБЛАСТИ ЛИТОСФЕРЫ. В основном эти области приурочены к границам литосферных плит. Поэтому они имеют форму вытянутых зон разной ширины. Располагаются подвижные зоны в пределах океанического дна, в переходных к континентам областях и на континентах.

В ПРЕДЕЛАХ ОКЕАНОВ существуют **срединно-океанические подвижные пояса**, совпадающие с рифтовыми зонами срединных океанических хребтов.

В ПЕРЕХОДНЫХ ОБЛАСТЯХ между океанами и континентами или между смежными плитами располагаются **геосинклинальные подвижные пояса** трех типов:

- **окраинно-континентальные** формируются вдоль зон Беньофа (например, все западное побережье Тихого океана с его окраинными морями – Беринговым, Охотским, Японским и другими, а также дугами Алеутских, Курильских и других островов);
- **межконтинентальные** (например, между Евразийской плитой на севере и Африканской на юге).
- **орогенные** или горообразующие (например, Гималаи, расположенные между Евразийской и Индо-Австралийской плитами).

ВНУТРИ КОНТИНЕНТОВ на платформах развиваются подвижные **эпиплатформенные орогенные пояса**, описанные ранее в настоящей главе, а также **рифтовые зоны**, вдоль которых происходит раскалывание континентов.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ. Эти геотектонические структуры выполняют особую роль в строении и развитии литосферы. В современном понимании глубинные разломы – это зоны подвижного соединения блоков ли-

тосферы протяженностью в сотни и тысячи километров и шириной до десятков километров.

Основателем учения о разломах считается американский геолог У. Хоббс, который в 1911 году выдвинул идею о существовании **линеаментов** (разломов), ограничивающих крупнейшие тектонические структуры земной коры. Сам термин "глубинный разлом" был введен академиком А.В. Пейве – разработчиком учения об этих структурах. Большой вклад в это учение внесли Г. Штилле, Р. Зондер, Н.С. Шатский, В.Е. Хаин и др.

Особенностями глубинных разломов является их планетарный масштаб, большая глубина проникновения и длительность развития. К примеру разлом, разделяющий мидо – и эвгеосинклиналь Урала, протягивается более чем на 2000 км. По некоторым из разломов поверхность Мохы смещается на 10-20 км.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ производится по глубине их заложения, размещению относительно крупных тектонических структур и роли, которую они выполняют.

По глубине заложения разломы разделяют на:

- коровые, достигающие поверхности Мохы;
- литосферные, затухающие в астеносфере;
- мантийные, распространяющиеся в мантию до глубин 600-700 км (например, в зонах Беньофа).

По кинематическим и морфологическим признакам выделяют **глубинные сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, раздвиги.**

Глубинные сбросы ограничивают древние платформы, щиты, авлакогены, рифтовые зоны континентов. Взбросы и надвиги отделяют складчатые геосинклинальные структуры от платформенных, а также эпиплатформенные орогены от пассивных блоков литосферы. Глубинные надвиги в виде офиолитовых покровов образуются при надвигании океанической коры на континентальную. Глубинные сдвиги характерны для складчатых областей (например, описанный ранее сдвиг Сан-Андреас в районе штата Калифорния).

По геологической значимости разломы разделяются следующим образом:

- **разломы первого порядка** определяют границы главных литосферных плит;
- **разломы второго порядка** отделяют основные плиты от микроплит и пассивные окраины континентов от океанического ложа. Таковыми же структурами являются разломы рифтовых зон и трансформные разломы;
- **разломы третьего порядка** – это остальные глубинные разломы на континентах и на дне океанов, ограничивающие небольшие рифты, авлакогены (палеорифты), разломы внутри геосинклинальных систем.

Сеть глубинных разломов обуславливает **блоковое строение земной коры и литосферы**. С разломами связаны не только интенсивные перемещения блоков земной коры. Разломы контролируют магматические и метаморфические процессы, а следовательно образование и размещение многих рудных и некоторых нерудных полезных ископаемых.

Контрольные вопросы

1. *Что понимается под структурными элементами земной коры и литосферы?*
2. *Что представляют собой геосинклинали? Какими они бывают?*
3. *Охарактеризуйте основные стадии в развитии геосинклиналей.*
4. *Какая стадия развития геосинклинали называется орогенной и что за ней следует?*
5. *Что собой представляют платформы? Какими они бывают?*
6. *Охарактеризуйте основные стадии в развитии платформ.*
7. *Что понимается под эпиплатформенными горными сооружениями?*
8. *Каковы особенности строения континентальных рифтов?*
9. *Что собой представляют срединные океанические хребты?*
10. *Каковы основные черты строения океанических платформ?*
11. *Каково строение глубоководных желобов? Почему они называются зонами Бенъофа?*
12. *Что собой представляют островные дуги и окраинные моря?*
13. *Каковы основные особенности строения литосферных плит и их границ?*
14. *В чем заключается сущность геодинамического районирования литосферы?*
15. *Назовите основные геодинамические зоны и пояса в пределах подвижных областей литосферы*
16. *Что такое “глубинные разломы” и по каким признакам они классифицируются?*

Глава 20. МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

Выяснение причин и механизма формирования структур земной коры и литосферы, а следовательно и развития Земли в целом, является наиболее сложной проблемой в геологии. И это естественно, если учесть глобальные масштабы объектов исследования, сложность их строения, разную степень изученности континентов и океанов, существование научных школ, исповедующих разные подходы при изучении и объяснении одних и тех же природных объектов.

Основной формой выражения тех или иных представлений о развитии Земли являются **гипотезы**. Расширение знаний о Земле приводит к созданию все более совершенных гипотез. Естественно, что многие из них к настоящему времени представляют лишь исторический интерес и рассматриваться нами не будут. Другая группа гипотез имеет право на существование и в наши дни. Назовем их условно современными. Их краткая характеристика приводится ниже. Наконец, существуют и действительно современные, признанные в научной среде представления о развитии Земли, учитывающие последние научные достижения. Общее название таких представлений – геотектоническая гипотеза “тектоника литосферных плит”.

Гипотезы делят на две группы – **фиксистские** и **мобилистские**. В фиксистских гипотезах геодинамической основой развития литосферы являются представления о ее преимущественно вертикальных (радиальных) перемещениях при неизменном, фиксированном положении материков на Земле. Основой мобилистских гипотез является представле-

ние о том, что развитие литосферы обусловлено горизонтальными перемещениями материковых глыб (плит) по поверхности пластичного мантийного субстрата (*лат. мобилис – подвижный*).

Содержание главы

Современные геотектонические гипотезы

Фиксистские гипотезы – контракционная, расширяющейся Земли, пульсационная, глубинной дифференциации, ротационная

Мобилистские гипотезы – дрейфа материков, тектоники литосферных плит

Развитие земной коры с позиций геотектонической теории тектоник литосферных плит;

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Современные гипотезы были созданы в основном в течение XX столетия. В их разработке принимали участие исследователи многих стран.

ФИКСИСТСКИЕ ГИПОТЕЗЫ. В группу фиксистских входят гипотезы: **контракционная, расширяющейся Земли, пульсационная, глубинной дифференциации, ротационная.**

КОНТРАКЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА была разработана французом Эли де Бомоном в 1852 г. Основанием для гипотезы послужили представления Канта – Лапласа о первоначально расплавленном веществе Земли. По мере охлаждения планеты на ней образуется твердая кора, которая в дальнейшем неизбежно трескается, сминается в складки и коробится в связи с уменьшением общего объема остывающей Земли. Около ста лет эта гипотеза оставалась для геологов основной, пока постепенно не утвердилось представление советского академика О.Ю. Шмидта об изначально холодном состоянии вещества планеты.

ГИПОТЕЗА РАСШИРЯЮЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ сформулирована в 1933 г. О.Х. Хильбергом на основе ранних идей, высказанных М.В. Ломоносовым, Дж. Геттоном, М. Ридом и др. Гипотеза предполагает, что в докембрии объем Земли был в несколько раз меньше современного. Постепенное увеличение объема привело к разрыву первоначальной континентальной коры и образованию из нее отдельных континентов. В промежутках между континентами образовалась океаническая кора и сами впадины океанов. Однако исследования показали, что Земля испытывает в основном сжатие, а не расширение. К тому же сторонники гипотезы объяснить расширение планеты с позиций физики не смогли.

ПУЛЬСАЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА была оформлена в трудах М.А. Усова и В.А. Обручева в 1940 г., хотя основные ее идеи разрабатывались зарубежными исследователями начиная с 1902 г. Гипотеза со-

держит элементы двух предыдущих гипотез – контракции и расширения Земли. По представлениям авторов внутри планеты периодически накапливалась энергия, в результате чего происходило плавление вещества и увеличение объема. Следствием этого явилось растяжение земной коры, образование в ней разломов и возникновение большого количества вулканов. Интенсивный выброс тепла приводил к остыванию недр и сокращению объема Земли. Сжатие коры вызывало образование в ней складок и гор. Вновь образованная консолидированная, более мощная кора препятствовала оттоку земного тепла и поэтому энергия недр накапливалась для нового цикла тектонической активности. Недостатком гипотезы является то, что она не смогла объяснить происхождение материков и океанов, а также обосновать сам механизм расширения и сжатия планеты.

ГИПОТЕЗА ГЛУБИННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ за основу принимает представление о том, что в процессе разделения вещества мантии ее менее плотная, легкая составляющая перемещается вверх и воздействует на литосферные блоки. Идея развивалась в трудах Х. Хаармана и др., а в середине прошлого столетия в работах В.В. Белоусова, Е.А. Артюшкова, Ю.М. Шеймана и др.

По В.В. Белоусову разделение мантийного вещества происходит на границе его с ядром Земли. Поднимающиеся из глубин остаточные более легкие и раскаленные массы попадали в астеносферу и активизировали ее. Вещество астеносферы в таких местах разжижалось и в виде базальтовой магмы проникало по разломам в литосферу. Насыщенная базальтом литосфера под действием собственной тяжести прогибалась, а образовавшаяся при этом на поверхности Земли впадина заполнялась мощной толщей осадочных и вулканогенных пород. Метаморфические преобразования этих пород, их плавление и последующая кристаллизация приводили к формированию огромных гранитовых массивов. Процесс гранитизации сопровождался увеличением объема метаморфизируемых пород и их выдавливанием вверх. Породы при этом сминались в складки и образовывали горные сооружения.

Таким представляет В.В. Белоусов процесс формирования геосинклиналей (складчатых областей) в структуре земной коры. Тот или иной характер ее развития зависит по В.В. Белоусову от количества поднимающейся базальтовой магмы. В случае особо мощных подъемов магмы происходила **базификация континентальной земной коры** – ее расплавление и поглощение астеносферой. В таких местах формировались впадины океанов с корой океанического типа.

Недостатком гипотезы является то, что она не может обосновать процесс базификации с точки зрения физики, так как легкая континентальная кора, даже будучи в расплавленном состоянии, не должна погружаться в более плотные массы астеносферы.

РОТАЦИОННАЯ ГИПОТЕЗА разрабатывалась в разное время Б.Л. Личковым, М.В. Стюасом, Г.Н. Каттерфельдом, К.Ф. Тяпкиным и др.

Ее авторы видят причину тектогенеза не в реализации внутренней энергии Земли, а во внешних космических факторах. Деформацию литосферы и ее развитие они связывают с изменениями скорости и положения оси вращения планеты. В результате в соответствующих местах происходят расколы литосферы, формирование в ней определенно ориентированных разрывных и складчатых структур. Гипотеза игнорирует причастность внутренней энергии Земли к процессам ее саморазвития. И это несмотря на факт формирования внутренних оболочек и коры планеты именно за счет ее энергии. Кроме того, реакция литосферы на изменения режима вращения Земли не может осуществляться в форме хрупких деформаций. Для этого скорость изменения ротационного режима слишком мала, а изначально разбитая на блоки литосфера не может представлять собой единое упругое тело.

МОБИЛИСТСКИЕ ГИПОТЕЗЫ. Мобилистскими являются **гипотезы дрейфа материков и тектоники литосферных плит.**

ГИПОТЕЗА ДРЕЙФА МАТЕРИКОВ как научная идея была высказана Ф. Тейлором (1910 г.) и А. Вегенером (1912 г.).

А. Вегенер доказывал, что материки под действием центробежных сил Земли раскалываются и их части перемещаются по более плотным и пластичным глубинным породам. До мезозоя существовал единый суперконтинент Пангея. В мезозойскую и кайнозойскую эры он разделился на несколько современных континентов с образованием между ними молодых океанов. Перед передним краемдвигающихся материков в условиях сжатия формировались протяженные горно-складчатые области типа Кордильер и Анд в Северной и Южной Америке, а в тыльной части материков, в условиях растяжения – прогибы. Подтверждением концепции, по мнению автора, является полное сходство контуров западного края Африки и восточного Америки. Гипотеза игнорировала роль геосинклиналей и не смогла объяснить многие другие особенности в строении материков. Вскоре она стала достоянием истории.

ГИПОТЕЗА ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ начала активно разрабатываться с начала 60-х годов XX столетия на основе идей несколько забытой к тому времени гипотезы дрейфа материков. Возрождение идеи дрейфа материков было вызвано открытием многих необычных процессов на дне океанов, в литосфере и астеносфере. К числу таких новаций следует отнести:

- уточнение границ и свойств астеносферы;
- установление системы срединно-океанических хребтов (СОХ) и особенностей их строения;
- окончательное выяснение строения земной коры и литосферы материков, океанов и промежуточных зон;
- установление факта закономерного уменьшения возраста и мощности осадочного слоя на дне океанов в направлении от берегов к срединным океаническим хребтам;

- открытие в базальтах на дне океанов полосовидных магнитных аномалий разного возраста, расположенных строго симметрично по отношению к рифтам срединных океанических хребтов.

События, связанные с созданием гипотезы тектоники литосферных плит развивались в такой последовательности.

1962 г. Американцы Г. Хесс и Р. Дитц, обобщая новые сведения, предложили гипотезу образования океанов в результате расширения континентальных рифтов (рис. 5.8), а также формирования новой коры океанов за счет вещества астеносферы, поднимающегося в рифтовых зонах СОХ. Идея получила название **гипотеза спрединга**, то есть разрастания океанического дна. Авторы доказывали, что кора океанов раздвигается в противоположные стороны от рифтовых зон океанов, а в освободившееся пространство снизу нагнетается пластичное вещество астеносферы в виде застывающих на поверхности базальтов. Процесс многократно повторяется. Поэтому каждый раз ранее образованная полоса базальта перед новым его поступлением также разделяется вдоль оси рифта на две равные полосы и они удаляются в противоположные стороны.

1963 г. Англичане Ф. Вайн и Д. Мэтьюз научно обосновали механизм образования полосовидных магнитных аномалий за счет смены периодической полярности магнитного поля Земли (инверсии магнитного поля), происходившей на фоне непрерывного спрединга (рис. 5.9). Идея заключалась в том, что каждая новая полоса базальта в рифтовой зоне СОХ намагничивалась в соответствии с существующей полярностью магнитного поля Земли. Поэтому все инверсии магнитного поля и нашли свое отражение в непрерывно образующихся донных базальтах. Базальты разного возраста приобретали то прямую то обратную намагниченность. По точным датам последних смен полярности магнитного поля и удаленности магнитных аномалий от оси рифтов СОХ определена скорость спрединга. Для отдельных участков дна в Атлантике она составляет около 1 см за один год. Эти данные подтверждаются глубоководным бурением пород дна и определением их абсолютного возраста.

1965 г. Канадский геолог Дж. Вильсон выявил наличие густой сети так называемых **трансформных разломов**, пересекающих под прямым углом океанические хребты и смещающих отдельные сегменты их относительно друг друга. Это также явилось прямым подтверждением того, что океаническое дно находится в движении.

1968 г. Американские геологи и геофизики Л.Р. Сайкс, Дж. Оливер, Б. Изакс, У. Дж. Морган сформулировали новую геотектоническую гипотезу с названием "**глобальная тектоника**" или "**тектоника литосферных плит**". Эта концепция быстро завоевала признание большинства исследователей.

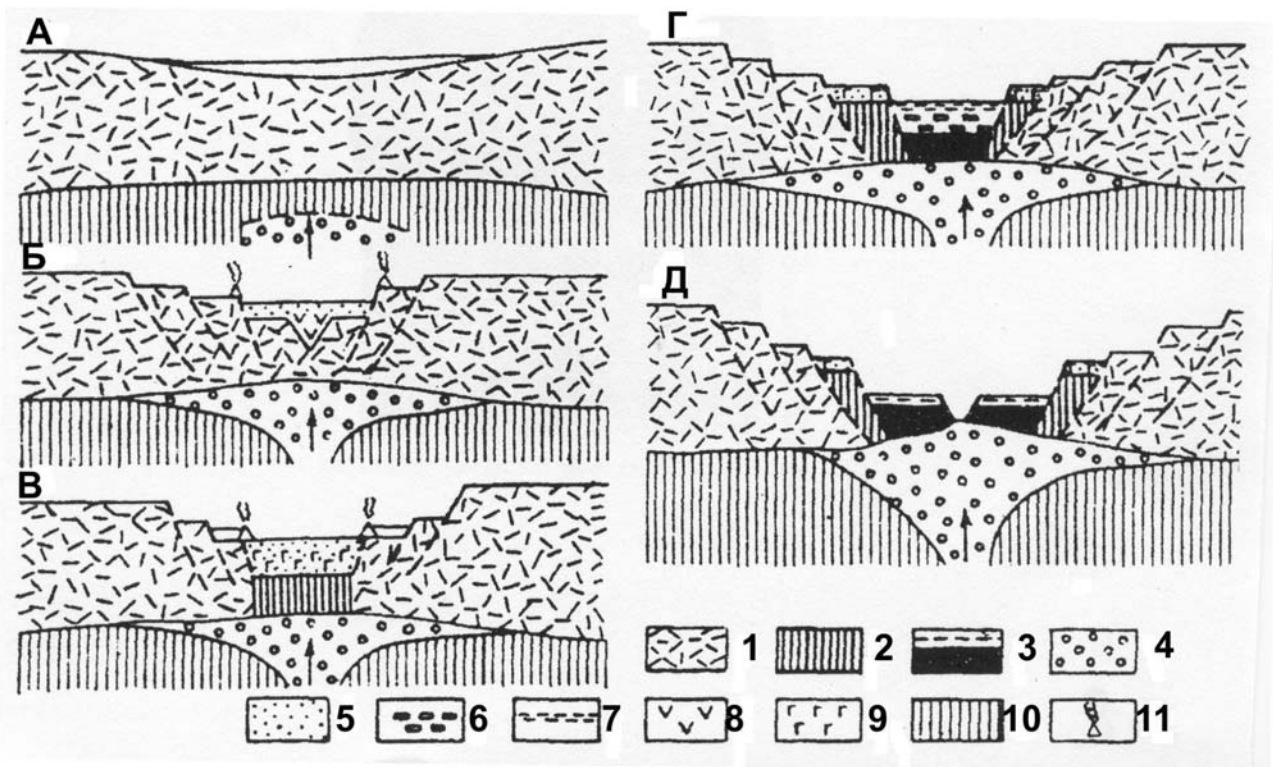


Рис. 5.8. Схема образования океанов в результате расширения континентальных рифтов

А – зарождение рифта; Б – его развитие; В – переход в ранг межконтинентального; Г – образование спрединга; Д – его развитие с образованием океанической коры.

1 – континентальная кора; 2 – кора переходного типа; 3 – океаническая кора; 4 – разогретое и разуплотненное вещество астеносферы; 5 – континентальные осадки; 6 – основные и ультраосновные магматиты; 7 – мелководные морские осадки; 8 – щелочные магматиты; 9 – базальты; 10 – нормальная мантия; 11 – вулканы



Рис. 5.9. Схема магнитных аномалий в базальтах океанического дна вблизи рифтовой долины срединно-океанического хребта

Сущность гипотезы тектоники литосферных плит заключалась в выделении семи крупных литосферных плит, отличающихся относительной жесткостью, включающих как континенты, так и части океанов. Границами плит являются современные сейсмические и вулканические зоны на Земле. Как известно, такие зоны образуют полосы приуроченные к

континентальным и океаническим рифтам в СОХ, островным дугам и глубоководным желобам. Плиты, располагаясь на полужидкой астеносфере могут перемещаться по ней. Эти перемещения осуществляются по законам сферической геометрии, что дает возможность по данным палеомагнитных измерений с помощью ЭВМ рассчитывать траектории и скорость движения плит (рис. 5.10).

Наращивание океанической коры в зонах спрединга, сопровождающееся раздвиганием смежных плит в противоположные стороны, подтверждено измерениями со спутников. И не только. Установлено, что возраст самой древней коры Тихого океана не старше мезозойского. Это, в свою очередь, говорит о том, что участки коры палеозойского возраста успели исчезнуть в зонах поглощения, которые обязательно должны существовать, если объем Земли оставался неизменным. Предполагают, что тяжелая океаническая кора погружается под континентальную кору и опускается в мантию до глубин в сотни километров. Начинается такое погружение (**субдукция**) в глубоководных желобах (зонах Беньофа, ВЗБ) и происходит под углом 40-60°. Образуется так называемая наклонная **сейсмофокальная зона**, к которой приурочены многочисленные гипоцентры глубокофокусных землетрясений и магматические очаги. Длительное погружение океанической коры под континентальную сопровождается интенсивным интрузивным и эффузивным магматизмом, в результате чего образуются островные дуги и отделенные от океана окраинные моря (рис. 5.11).

Отмечаются случаи, когда океаническая кора при своем движении в сторону континента расщепляется, и верхняя ее часть (**офиолиты**) в виде шарьяжа надвигается на континентальную кору. Такой процесс называется **обдукцией**. Если к зоне субдукции приближается и материковая часть плиты, то происходит столкновение материков-**коллизия**. Расположенное между ними пространство сужается, все породы в нем, в том числе и островной дуги, сминаются в складки и на их месте вырастают горы. Примером такого процесса могут быть Гималаи, возникшие в результате столкновения п-ва Индостан, расположенного на Индо-Австралийской плите, с Евразийской плитой.

Механизм горизонтальных перемещений литосферных плит остается дискуссионным. В целом считается, что движителем являются вертикально направленные **конвективные потоки** вещества астеносферы – вверх в зоне спрединга и вниз в зоне субдукции. Поднимаясь вверх, потоки охлаждаются и растекаются в стороны, образуя в этих местах зоны растяжения. На поверхности такие зоны проявляются в виде рифтов СОХ или континентальных рифтов. Изменяя вертикальное перемещение на горизонтальное астеносфера переносит на себе и плавающие на ней литосферные плиты. Охлаждаясь и уплотняясь, тяжелое вещество астеносферы погружается вместе с плитой под континенты. В связи с этим замкнутые траектории конвективных потоков в астеносфере можно уподобить конвейерам на которых транспортируются литосферные плиты.

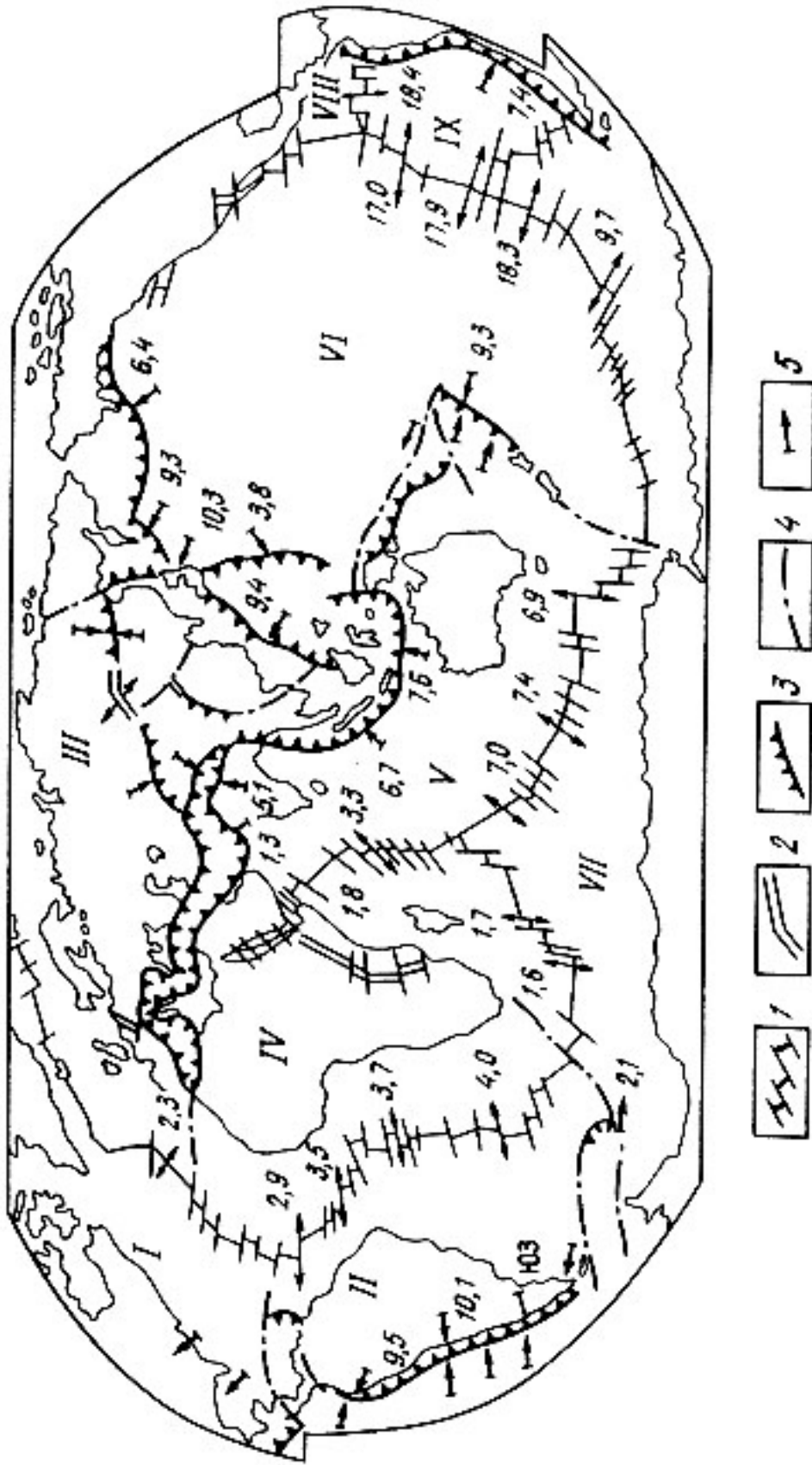


Рис. 5.10. Положение, направление и скорость перемещения основных литосферных плит:

1 – зоны спрединга плит (океанические рифты) и пересекающие их трансформные разломы; 2 – континентальные рифты; 3 – зоны субдукции плит; 4 – крупные разломы, границы плит; 5 – векторы с указанием направления и скорости перемещения плит, мм в год. Плиты: I – Северо-Американская, II – Южно-Американская, III – Евразийская, IV – Африканская, V – Индийская, VI – Тихоокеанская, VII – Антарктическая; микроплиты: VIII – Кокос; IX – Наска

Весомый вклад в разработку концепции мобилизма внесли в свое время советские исследователи – Л.П. Зоненшайн, А.В. Пейве, О.Г. Сорохтин, А.М. Городницкий, В.Е. Хаин и многие другие. Гипотеза тектоники литосферных плит продолжает совершенствоваться трудами ученых многих стран и в настоящее время претендует на то, чтобы стать основой глобальной геотектонической теории, позволяющей объяснить формирование большинства геологических структур в океанах и на континентах. При этом, в первую очередь это относится к складчатым структурам, составляющим основу континентальной коры – ее средний гранито-метаморфический слой.

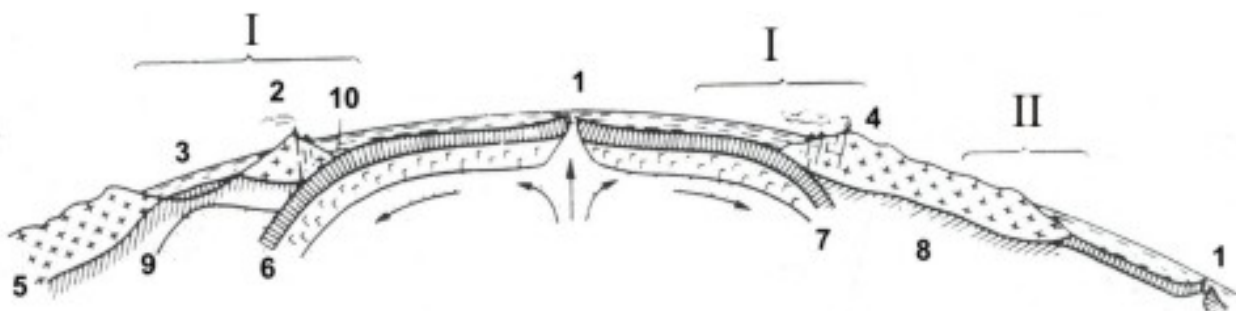


Рис. 5.11. Принципиальная схема тектоники литосферных плит: 1 – срединно-океанический хребет (зона спрединга); 2 – островная вулканическая дуга; 3 – окраинное море; 4 – континент с вулканическим поясом; 5 – континентальная кора; 6 – океаническая кора; 7 – верхняя мантия в океанах; 8 – верхняя мантия под континентом; 9 – астеносфера; 10 – глубоководный желоб. Континентальные окраины: I – активная; II – пассивная. Стрелки – конвективные течения в мантии

РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ С ПОЗИЦИЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В этом разделе рассматривается образование разновозрастных складчатых структур, континентальной коры, возникновение которых, как известно, связано с развитием подвижных геосинклинальных поясов, При этом, в соответствии с распределением современных геодинамических зон на Земле, можно говорить о двух основных типах геосинклинальных поясов – **межконтинентальном** (в том числе **внутриконтинентальном**) и **окраинно-континентальном**.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ. В целом в развитии указанных поясов выделяют два основных этапа – **геосинклинальный** и **орогенный**.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ЭТАП разделяется на три стадии – **догеосинклинальную**, **ранне** – и **позднегеосинклинальную**.

Догеосинклинальная стадия – это процесс заложения геосинклиналей. На континентах и в их краевых частях он проходит по-разному.

На континентах вначале формируется зона растяжения, затем происходит разрыв коры и образование рифтов с новой океанической корой в донной части. Типичный пример – Красное море. Такую стадию в прошлом прошел Урало-Монгольский и многие другие геосинклинальные пояса.

В окраинно-континентальных поясах на догеосинклинальной стадии происходит образование окраинных морей. Этот процесс также осуществляться может по-разному. В одном случае в результате формирования на океанической коре дуги вулканических островов (например, Алеутская дуга, отделяющая Берингово море). В другом случае – в результате преобразования прибрежного рифта непосредственно в окраинное море, отделяющего часть континента (например, Японское море, отделяющее Японские острова).

Таким образом, следствием догеосинклинальной стадии является образование обособленных участков коры океанического типа, занимающих межконтинентальное, внутриконтинентальное или окраинно-континентальное положение.

Раннегеосинклинальная стадия начинается с наступлением равновесия между процессом растяжения геосинклинальной системы и ее сжатием по периферии с образованием там зон субдукции (Беньофа) между континентальной и океанической или двумя океаническими плитами (рис. 5.12). Над зонами субдукции в низах литосферы возникают магматические очаги, а на поверхности соответственно вулканические островные дуги. Во внутренних частях геосинклиналей (в **эвгеосинклиналях** по классической терминологии) откладываются мощные (до 10-15 км.) кремнисто-вулканогенные формации, а ближе к континенту (в **миогеосинклиналях**) – осадочные, преимущественно песчаноглинистые. Заканчивается раннегеосинклинальная стадия общим сжатием геосинклинальной области.

Позднегеосинклинальная стадия начинается с усложнения внутренней структуры подвижного пояса, вызванного его сжатием. Сжатие обусловлено встречным движением литосферных плит. Происходит дальнейшее развитие зон Беньофа, формирование вулканических и невулканических островных дуг (**геоантиклиналей**), являющихся источником осадочного материала для прилегающих впадин. Окраинные моря заполняются мощной толщей туфов, туфобрекчий и терригенных осадков.

Поздние стадии развития геосинклиналей характеризуются образованием мощной, иногда многокилометровой **флишевой формации**, сложенной терригенными или терригенно-карбонатными породами в виде тонкого, ритмичного их переслаивания.

Дальнейшее сжатие приводит к сближению островных дуг с континентом, смятию накопленных отложений в складки, образованию шарь-

яжей. На глубине породы подвергаются метаморфизму, происходит их гранитизация.

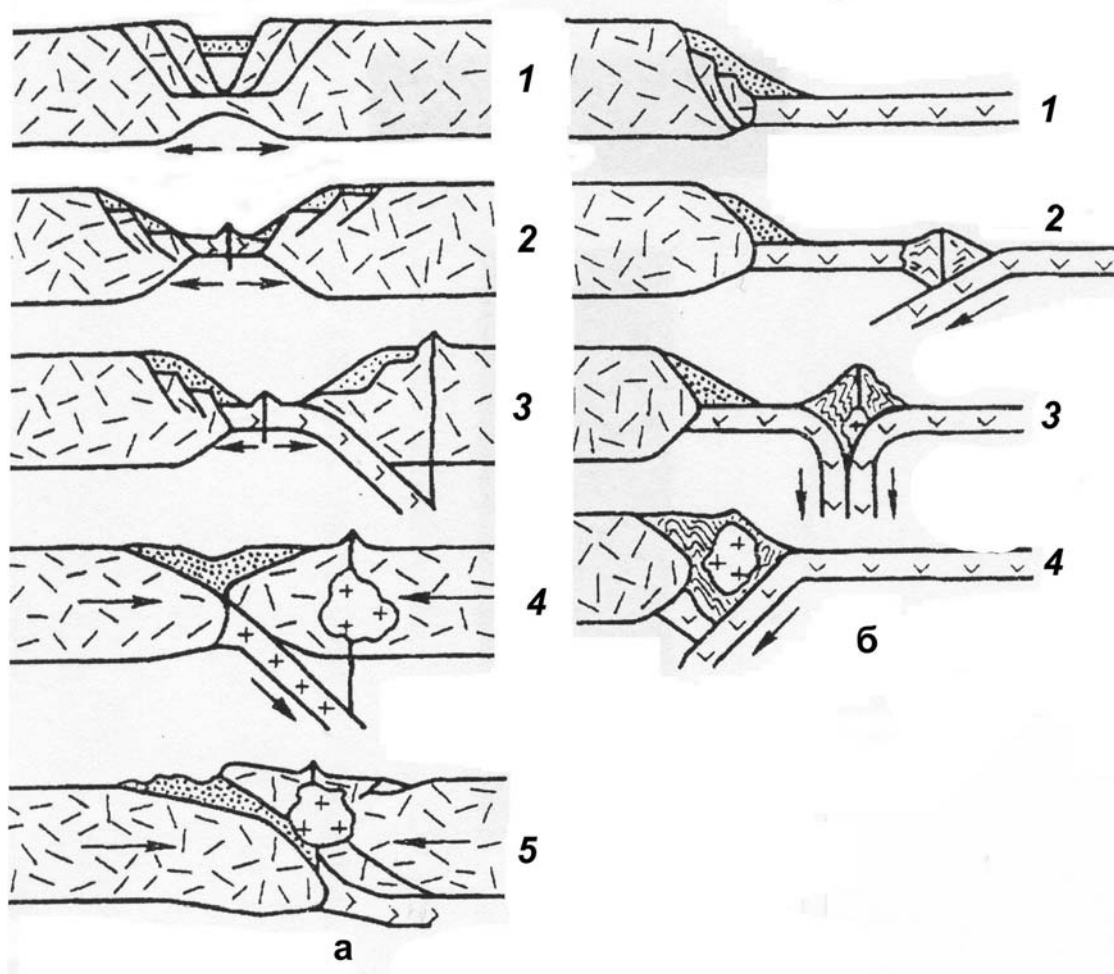


Рис. 5.12. Схема стадий развития межконтинентальной (а) и окраинно-континентальной (б) геосинклиналей:

1 – континентальное рифтообразование; 2 – начало спрединга, новообразования океанической коры (офиолитов); 3 – начало сжатия и закрытия океанического бассейна; 4 – начало столкновения (коллизии) континентальных плит, закрытие океанического бассейна; 5 – завершение коллизии континентов, образование складчато-покровного горного сооружения

ОРОГЕННЫЙ ЭТАП также делится на две стадии – **ранне – и позднеорогенную**.

На раннеорогенной стадии геосинклинальная система представляет собой медленно поднимающуюся низменную сушу с континентальной корой. В краевых прогибах, которые располагаются между поднимающейся горной страной и платформами, накапливаются мелкообломочные отложения (**молассы, молласовая формация**), соленосные или угленосные толщи.

На позднеорогенной стадии поднятие геосинклинальной области происходит интенсивнее. Область расширяется. **Краевые (передо-**

вые) прогибы смещаются в сторону платформ и заполняются континентальной грубообломочной молласой. В поднятой горной части возникают **межгорные впадины**, в пределах которых также происходит интенсивное осадконакопление. Для орогенного этапа характерен среднещелочной вулканизм и гранитоидный магматизм.

После формирования складчатого горного сооружения зоны Беньофа либо отмирают (как между Африканской и Евразийской плитами в Средиземном море), либо образуются новые на некотором удалении в сторону океана.

Орогенный этап завершает геосинклинальное развитие территории. На месте геосинклинали возникает складчатая горная страна с корой континентального типа. Горные сооружения образованные на месте геосинклинальных поясов называют **эпигеосинклинальными орогенными поясами**.

ПОСТОРОГЕННОЕ РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ – это процесс преобразования их в платформы. Вначале экзогенные процессы превращают горную страну в мелкосопочник, а затем и в равнину. Охлаждение и сокращение объема коры вызывает ее общее опускание и образование на ней мелководных морей, озер, заливов, лагун. Из отложений этих водоемов формируется чехол платформы, а ее фундамент слагает складчатый геосинклинальный комплекс пород. Это общая схема платформенного этапа развития геосинклинальной области.

В СОСТАВЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА мобилизм выделяет три стадии – **кратонизации, авлакогенную и плитную**.

Стадия кратонизации характеризуется завершением процессов смятия или коллизии в пределах геосинклинальной области и выравниванием ее поверхности под влиянием экзогенных факторов.

Авлакогенная стадия – это период формирования в теле платформ крупных сбросовых отрицательных линейновытянутых грабеновых структур – **авлакогенов**.

Плитная стадия – это период дальнейшего формирования различных (преимущественно отрицательных) структур более мелкого порядка – **синеклиз**, пологих впадин и разделяющих их **антеклиз, валов**.

В настоящее время с позиций концепции тектоники литосферных плит легко объясняются многие непонятные ранее особенности в строении складчатых структур древних геосинклиналей. В частности, выяснилась природа асимметрии в строении большинства складчатых областей, вызванная присутствием в них структурных пар – эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных зон. Такая особенность, как теперь известно, формируется в геосинклинальных поясах окраинноконтинентального типа, образующихся в переходной зоне между континентом и океаном. В таких условиях геосинклинальные области симметричными быть не могут. Неясным также было происхождение офиолитовой ассоциации пород в основании эвгеосинклинального комплекса отложений. Эта ассоциация представляет породы коры океаническо-

го типа и в соответствии с новой концепцией присутствие ее в указанном месте является естественным.

Методические замечания

Геологические условия так многообразны, что последовательность событий в развитии подвижных геосинклинальных поясов следует понимать только как общую схему. Каждая геосинклинальная область обладает индивидуальными чертами строения в силу того, что отдельные стадии их развития проявляют себя в неодинаковой степени. Усложняет общую картину развития геосинклинальных поясов и эволюция физико-химических условий на планете, а также расширяющиеся со временем континенты и возрастающая мощность их коры.

Сведения, помещенные в 19 и 20 главах дают лишь самые общие представления о развитии структур земной коры и литосферы. В этих сведениях не приведены имеющиеся в научной литературе строгие физико-математические расчеты, позволяющие обосновать те или иные предположения или напротив – доказать несостоятельность, некоторых из них.

Контрольные вопросы

1. Охарактеризуйте понятие “геотектоническая гипотеза.”
2. В чем состоит отличие фиксистских и мобилистских гипотез развития литосферы?
3. Охарактеризуйте сущность контракционной гипотезы.
4. Охарактеризуйте сущность гипотезы расширяющейся Земли.
5. Охарактеризуйте сущность и недостатки пульсационной гипотезы.
6. В чем состоит сущность гипотезы глубинной дифференциации В.В. Белоусова? В чем ее основной недостаток?
7. Каковы основные недостатки ротационной гипотезы?
8. Как называется гипотеза А. Вегенера? В чем ее сущность?
9. Охарактеризуйте основные положения тектоники литосферных плит.
10. Что такое спрединг океанического дна? Чем доказывается его существование?
11. Что явилось основанием для установления границ литосферных плит?
12. Что означает понятие: субдукция, обдукция, коллизия?
13. Почему, с какой скоростью и куда перемещаются литосферные плиты?
14. Назовите основные типы подвижных геосинклинальных поясов?
15. В чем сущность основных этапов формирования геосинклинальных поясов?
16. Охарактеризуйте стадии геосинклинального этапа в развитии геосинклинальной области.
17. Охарактеризуйте стадии орогенного этапа в развитии геосинклинальной области.
18. Охарактеризуйте стадии платформенного этапа развития территории.

Предметный указатель

- Абляция 245
Абразия 219, 263
Авлакоген 321, 323, 345
Автометаморфизм 182
Автохтон 147
Аккреция 25
Аккумуляция 188, 295
Актуализм 11
Аллохтон 147
Аллювий 222, 224, 240
Алюмосиликаты 76
Анатексис 183
Анизотропия 67
Антеклиза 345
Антиклиналь 139
Артезианский бассейн 235
Архей 115
Астеносфера 42
Астероиды 23
Атолл 271
Афелий 21
- Базис эрозии 216, 219
Бар 266
Бархан 209
Барьерный риф 271
Бассейн реки 219
Батолит 88, 161
Биоценоз 259
Блоки тектонические 47
Болота 276, 281
Болотные руды 282
Брахiantiклиналь 141
Брахисинклиналь 141
- Вариации магнитного поля 61
Верховодка 233
Взброс 145
Вода в горных породах 231, 232
Водораздел 219
Воды подземные 230
 - минеральные 237
 - надмерзлотные 244Возраст горных пород 107
Вулканизм 155
Вулканические бомбы, пепел, песок 165
Вулканы 164, 166, 170
Выветривание 9, 188, 189
 - биологическое 197
 - морозное 192
 - температурное 191
 - физическое 190
 - химическое 193Выщелачивание 297
- Гайот 328
Галоиды 75
Гальмиролиз 199
Гейзер 170
Геоид 32
Геологическая съемка 11
Геологические процессы 7, 9, 43
 - экзогенные 7, 9, 47, 187
 - эндогенные 7, 9, 46, 121Геология 5, 8, 10, 11
Геоморфология 9
Геосинклиналь 51, 318
Геотектоника 9
Геотермический градиент 30
Геотермическая ступень 30
Геотермия 30
Геофизика 12, 57
Геохимия 8
Геохронологическая таблица 108, 116
Геохронологическая шкала 108, 114
Гидратация 195
Гидрогеология 9
Гидролиз 196
Гидрология 9
Гипергенез 189
Гипотезы геотектонические 335
Гипоцентр землетрясения 149
Гипсографическая кривая 52
Глубоководный желоб 56, 329
Горный компас 138
Горст 146
Грабен 146
Гравитационное поле 57
Гравитационные явления 283
Гранитизация 161
Граница Конрада 50
Гумификация 199, 282
Гумус 199
- Дегидратация 297
Дельта реки 227
Делювий 214
Денудация 188
Десквамация 192
Дефляция 206
Деформации 132, 133
Деятельный слой 244
Диagenез 189, 295
Диापир 88

Диафторез 183
 Дислокации 132
 Дифференциация магмы 158
 Дренаж 234
 Друза 70
 Дюна 210

 Жеода 70
 Жерло вулкана 166
 Жила 88, 162

 Залегание пород 83

- несогласное стратиграфическое 126
- несогласное угловое 127
- первичное 135

 Зандры 253
 Землетрясение 148
 Земная кора 6, 43
 Зона

- аэрации 233
- беньофа 171, 330
- сейсмофокальная 330, 340
- спрединга 340
- обдукции 340
- субдукции 171, 340

 Зоны метаморфизма 181
 Зоны моря 269

 Изогоны 61
 Изоклины 60
 Изосейсты 149
 Инверсия магнитного поля 62
 Игнимбриты 167
 Интрузии 88, 160
 Ионосфера 35
 Иризация 72

 Кайнозой 116
 Кальдера 167
 Камы 253
 Карбонаты 75, 79
 Кар 248
 Карст 238
 Карры 238
 Катагенез 299
 Катаклазит 105
 Каустобиолиты 100
 Кимберлит 90
 Кларки 65
 Кливаж 144
 Клифф 263
 Коллизия 340
 Коллювий 283
 Кометы 23
 Конвективные потоки 340

 Конкреция 70
 Континентальный склон 55, 257, 329
 Конус выноса 217
 Кора выветривания 200
 Корразия 206
 Косы 265
 Кратер 166
 Крип 286
 Криптозой 115
 Кристаллическая решетка 67
 Кристаллография 8
 Крылья (блоки) разрыва 145
 Купол 141

 Лава 155, 165
 Лагуна 265
 Лакколит 161
 Латериты 98
 Лед и его виды 241
 Ледник 245
 Лесс 210
 Лиман 228
 Линия падения слоя 137
 Линия простираения слоя 137
 Литификация 298
 Литогенез 294
 Литология 292
 Литосфера 42
 Ложе океана 55
 Лополит 161

 Маары 168
 Магма 155
 Магматизм 47, 155

- интрузивный 159
- эффузивный 163

 Магматический очаг 155
 Магнитная аномалия 57, 61
 Магнитное наклонение 60
 Магнитное склонение 60
 Магнитуда 150
 Мантия 42
 Меандры 223
 Мезозой 116
 Метагенез 298, 300
 Метаморфизм 9, 47, 102, 175
 Метаморфические фации 181
 Метасоматоз 69
 Метеориты 23
 Милонит 105
 Минералы 6, 66, 83
 Минералогия 8
 Минеральные агрегаты 70
 Мобилизм 334, 337

Моласса 344
 Моноклиналь 136
 Морена 247
 Мофетты 170

 Надвиг 145
 Наледь 245
 Напряженность магнитного поля 60
 Некк 88, 161
 Ноосфера 308

 Обвалы 284
 Оврагообразование 215
 Озоновый слой 34
 Озы 253
 Оолиты 70
 Опльвы 290
 Опоки 98
 Оползни 287
 Оползневые потоки 290
 Оползни течения 291
 Организмы

- автотрофные 36
- анаэробные 36
- аэробные 36
- бентонные 260
- гетеротрофные 36
- планктонные 260

 Орогенез (горообразование) 325
 Осадки минеральные 268
 Островные дуги 55, 329
 Осыпи 285
 Отдельность пород 144
 Офиолиты 319, 340

 Палеогеографическая карта 126, 301
 Палеозой 116
 Палеонтология 10
 Палингенез 183
 Пангея 324
 Пегматит 92, 163
 Перигелий 21
 Петрография 8
 Платформа континентальная 50, 321

- древняя 51, 322
- молодая 51, 322

 Плаформа океаническая 327, 332
 Плейстосейстовая область 149
 Плиты литосферные 330
 Плоскостной смыв 213
 Площадной сток 212
 Побежалость 72
 Поверхность Мохоровичича 40
 Покров лавовый 165

 Поле силы тяжести 57
 Полиморфизм 69
 Понор 239
 Породы горные 7, 81

- биохимические 93
- вулканические 86
- интрузивные 86
- кислые 87
- магматические 7, 82, 86
- метаморфические 7, 82, 102
- мономинеральные 84
- обломочные 94
- органогенные 94, 100
- осадочные 7, 82, 92, 292
- основные 87
- пирокластические 88
- полимиктовые 95
- средние 87
- ультраосновные 87
- хемогенные 94, 97
- эффузивные 86

 Поствулканические явления 169
 Пояс постоянных температур 59
 Прецессия 21
 Пролувий 217
 Промилле 257
 Протерозой 115
 Профиль равновесия реки 216
 Псаммиты 96
 Псевдоморфозы 71, 297
 Псефиты 96

 Раздвиг 146
 Разломы 145, 328

- внутрикоровые 148
- глубинные 148, 332
- общекоровые 333
- трансформные 328, 331

 Разрывные нарушения 143
 Регрессия моря 262
 Ригель 250
 Рифт 147, 327, 332
 Рифы 271
 Руководящие формы 109

 Самородные элементы 74, 78
 Сапропель 101
 Сброс 145
 Сдвиг 145
 Седиментация 188
 Сейсмические волны 38, 149
 Сейсмограмма 149
 Секреция 70
 Сель 218

Сила землетрясения 150
 Сила тяжести 57
 Силикаты 75, 79
 Силл 160
 Силы Кориолиса 220
 Сингония 68
 Синеклиза 345
 Синклиналь 139
 Складки и их виды 138 - 141
 Складчатость 142
 Складчатые области 142, 318
 Сланцы 100, 104, 105
 Слой 135
 Слои земной коры 44
 Солифлюкция 290
 Солнечный ветер 60
 Спрединг 338
 Сталактит 71
 Старица 224
 Степень метаморфизма 180
 Стратиграфическая шкала 107, 114
 Стратиграфия 10
 Стратовулкан 167
 Структура породы 84
 Сульфаты 75, 79
 Сульфиды 74, 78
 Сфероид 31

 Текстура породы 84
 Тектоника литосферных плит 319, 337
 Тектониты 105, 107
 Тектонические движения 47, 121, 125, 128
 Тектонические нарушения 132, 136, 138, 143
 Тектонические циклы 325
 Тепловое поле Земли 58
 Тепловой поток 59
 Термокарст 245
 Террасы морские 263, 264
 Террасы речные 223, 226
 Техногенез 308
 Тиллиты 254
 Типы вулканических извержений 156, 167
 Торф 100
 Травертин 97, 240
 Трансгрессия моря 262
 Трещины в породах 143
 Трог 249
 Трубки взрыва 168
 Турбидиты 291
 Туффиты 166
 Туфы 90

 Углефикация 100
 Угол падения пород 137

 Уголь 100
 Украинский щит 325
 Ультраметаморфизм 182
 Уровень (зеркало) грунтовых вод 234

 Факолит 161
 Фанерозой 115
 Фация 10, 126, 301
 Физические поля Земли 56
 Физические свойства минералов 71
 Фиксизм 334
 Фирн 242
 Флювиогляциальные отложения 252
 Формация геологическая 304
 Фосфаты 75
 Фосфориты 98
 Фотосинтез 37
 Фундамент платформы 321

 Хондриты 23

 Цунами 151

 Чаша 141
 Чехол платформы 322

 Шарьяж 145
 Шельф 55, 329
 Шкала Мооса 74
 Шкала Рихтера 150
 Шток 88, 161

 Экзарация 246
 Эклогит 105
 Экология 308
 Элементы залегания пород 136
 Элементы складки 139
 Элементы разрывного нарушения 145
 Эллипсоид вращения 31
 Элювий 200
 Энергия землетрясения 150
 Эоловые отложения 208
 Эон 115
 Эпигенез 298
 Эпиплатформенный орогенез 326, 332
 Эпицентр землетрясения 149
 Эпоха 115
 Эпохи горообразования 325
 Эра 115
 Эрозия 219,
 - боковая 220
 - водная 219
 - воздушная (ветровая) 206
 - донная 220
 - ледовая 249
 Эстуарий 228
 Этапы развития Земли 114, 325

 Ядро Земли 40

Рекомендуемая литература

Основная

1. Гаврилов В.П. Общая и историческая геология СССР. – М.: Недра, 1989. – 495с.
2. Горшков В.П., Якушова А.Ф. Общая геология. – М.: изд-во МГУ, 1973. – 592с.
3. Ершов В.В., Новиков А.А., Попова Г.Б. Основы геологии. – М.: Недра, 1986. – 310с.
4. Жуков М.М., Славин В.И., Дунаева А.А. Основы геологии. – М.: Недра, 1971. – 544с.
5. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. – М.: Высшая школа, 1991. – 416с.
6. Курс общей геологии/ В.И.Серпухов, Т.В. Билибина, А.И. Шалимов и др. – Л.: Недра, 1976. – 535с.
7. Миловский А.В. Минералогия и петрография. – М.: Недра, 1985. – 432с.
8. Мильничук В.С., Арабаджи М.С. Общая геология. – М.: Недра, 1979. – 408с.
9. Павлинов В.Н., Кизевальтер Д.С., Лин Н.Г. Основы геологии. – М.: Недра, 1991. – 544с.
10. Паранько И.С., Сиворонов А.О., Евтехов В.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник – Кривий Ріг: Мінерал, 2003. – 464с.
11. Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии/ В.Н. Павлинов, А.Е. Михайлов, Д.С. Кизевальтер и др. – М.: Недра, 1983. – 160с.

Дополнительная

1. Адаменко О., Рудько Г. Екологічна геологія. – К.: Манускрипт, 1997. – 349с.
2. Ажгирей Г.Д., Горшков Г.П., Шанцер Е.В. Общая геология. М.: - Просвещение, 1974.- 479с.
3. Аллисон А., Полмер Д., Геология. – М.: Мир, 1984. – 565с.
4. Апродов В.А. Вулканы. – М.: Мысль, 1982. – 365с.
5. Барг І.М. Нариси геологічної історії Дніпропетровщини. – Дніпропетровськ: Державний університет, 1997. – 148с.
6. Войткевич Г.В. Происхождение и химическая эволюция Земли. – М.: Наука, 1983. – 163с.
7. Геологический словарь / Под ред. К.Н.Парфенгольца. М.: Недра, 1973. – Т.1. – 486с. Т.2. – 436с.

8. Додатко А.Д. Древние коры выветривания и методы их изучения. Учебное пособие. – Днепропетровск: Национальный горный университет, 2004. – 106с.
9. Леонтьев О.К. Морская геология. М.: Недра, 1983. – 344с.
10. Никонов А.А. Землетрясения. Прошлое, современное, прогноз. – М.: Недра, 1984. – 192с.
11. Океанология. Геология океана: геологическая история океана/ Под ред. О.Г. Сорохтина – М.: Наука, 1980. – 464с.
12. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые/ Отв. ред. Е.Ф. Шнюков, Г.Н. Орловский. – К.: Наукова думка, 1986. – 184с.
13. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Ранние стадии истории Земли. – Л.: Недра, 1981. – 238с.
14. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Поздние стадии истории Земли. – Л.: Недра, 1981. – 408с.
15. Рухин Л.Б. Основы литологии – Л.: Недра, 1969. – 703с.
16. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія: Підручник. – К.: Либідь, 2003. – 480с.
17. Умнов А.Е. Охрана природы и недр в горной промышленности. – М.: Недра, 1987. – 126с.
18. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. – М.: Недра, 1985. – 326с.

Навчальне видання

Кратенко Леонід Якович

ЗАГАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ

Навчальний посібник
(Російською мовою)

Редакційна обробка автора
Верстка Г.М. Горбачової

Підписано до друку 21.11.2006 . Формат 30 x 42/4.
Папір офсетний. Ризографія. Ум. друк. арк. 19,7.
Обл.- вид. арк. 19,7. Тираж 300 прим. Зам. №

Підготовлено до друку та видруковано
у Національному гірничому університеті
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру ДК № 1842

49005, м. Дніпропетровськ,
просп. К. Маркса, 19