

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО ОБРАЗОВАНИЮ
Государственное образовательное учреждение высшего профессионального образования
«ТОМСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

В.П. Парначёв

**ОСНОВЫ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ,
СТРАТИГРАФИИ
И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ**

*Рекомендовано в качестве учебного пособия
Редакционно-издательским советом
Томского политехнического университета*

Издательство
Томского политехнического университета
2008

УДК 55(075.8)

ББК 26.3я73

П18

Парначёв В.П.

П18 Основы общей геологии, стратиграфии и исторической геологии: учебное пособие / В.П. Парначёв. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2008. – 286 с.

ISBN 5-98298-349-7

В учебном пособии отражены современные данные и представления о планете Земля, её месте в Солнечной системе и Вселенной. Освещены методы стратиграфических исследований, представления о строении главных структур тектоносферы. Изложены проблемы нефтегазовой науки, вопросы генезиса углеводородного сырья, перспективы развития нефтяной и газовой отрасли России.

Пособие разработано в рамках реализации Инновационной образовательной программы ТПУ по направлению «Рациональное природопользование, экологически безопасные технологии разработки месторождений, транспортировки, переработки нефти и газа» и предназначено для слушателей магистерской программы «Геолого-геофизические проблемы освоения месторождений нефти и газа», обучающихся по направлению 130500 «Нефтегазовое дело», а также студентов геологических специальностей вузов.

УДК 55(075.8)

ББК 26.3я73

Рецензент

Доктор геолого-минералогических наук,
профессор кафедры динамической геологии ТГУ

И.А. Вылцан

ISBN 5-98298-349-7

© Парначёв В.П., 2008

© Томский политехнический университет, 2008

© Оформление. Издательство Томского
политехнического университета, 2008

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом учебном пособии приводятся современные представления о сути геологической науки, геологических экзогенных и эндогенных процессах, строении основных структурных элементов Земли. Рассматривается место планеты Земля в Солнечной системе и Галактики Млечного Пути. Приводится классификация горных пород, рассматривается деятельность вод рек, озёр, водохранилищ, морей и океанов. Обсуждаются современные проблемы нефтегазовой геологии и перспективы развития нефтегазовой отрасли России в XXI в. Особое внимание обращено на новый вид углеводородного сырья, известного под названием газогидраты, месторождения которых в ближайшей перспективе будут основным источником углеводородного сырья.

В конце пособия приведен краткий словарь геологических терминов и понятий, который облегчит слушателям понимание основных геологических проблем.

Геология приобретает всё возрастающее значение при решении вопросов, касающихся землепользования, охраны природной среды, почв, воды, энергетических и других ресурсов, защиты от стихийных бедствий, таких как оползни, наводнения, вулканические извержения и землетрясения.

Особое значение в наше время, в связи с загрязнением окружающей среды и глобальным потеплением, приобретает экологическая геология. Кроме того, геология способствует пониманию процессов, происходящих в недрах Земли, и характера образующихся при этом ландшафтов, позволяет составить представление о продолжительности геологического времени и природе эволюции нашей планеты и жизни на Земле.

Автор выражает благодарность профессору И.А. Вылцану за тщательный анализ рукописи учебного пособия.

ВВЕДЕНИЕ

Геология – одна из древнейших наук в истории человечества. Древние греки называли нашу Землю Геей (от греч. *logos* – слово, учение), т.е. геология является учением о Земле. Каменный, бронзовый, железный век – вехи человеческой цивилизации по существу являются первыми этапами практического освоения и использования геологических знаний.

Современная геология – это обширная область научных знаний о нашей планете, ее внутреннем строении и особенностях развития, об экзогенных и эндогенных геологических процессах, о формировании и размещении полезных ископаемых на Земле, об экологических проблемах, связанных с деятельностью человека

Геология изучает статистические геологические объекты и предметы и динамические геологические процессы, имевшие место в глубокой древности и происходящие в настоящее время.

Наука – это производство новых знаний. Геология производит новые знания о Земле.

Основные объекты и предметы изучения геологии.

Основными объектами изучения геологии являются внешние и внутренние оболочки нашей планеты: атмосфера, гидросфера, биосфера, земная кора, литосфера, мантия, ядро, ноосфера (техносфера).

Атмосфера (греч. *atmós* – дыхание, пар; сфера – шар) – воздушная оболочка, состоящая, в основном, из азота (78 % по объёму) и кислорода (21 %) с небольшим количеством водяных паров, углекислого газа, некоторых редких благородных газов, особенно аргона, а также твёрдых частиц и аэрозолей.

Нижняя граница атмосферы – поверхность суши и воды, а верхняя фиксируется на высоте 1300 км, постепенно переходя в космическое пространство.

Атмосфера делится на несколько слоёв (рис. 1). Нижний – тропосфера (до высоты 7–10 км над полярными областями и 16–18 км над экваториальными) включает более 79 % массы атмосферы. Здесь отмечается постоянное понижение температуры примерно на 0.6°C на 0.1 км. На верхней границе тропосферы – тропопаузе – отмечается слой постоянных температур от –40 до –50°C.

Стратосфера простирается от 7–10 км над полярными и 16–18 км над экваториальными областями до высоты 50–55 км, ограничиваясь стратопаузой. Над стратопаузой до высоты 80 км находится мезосфера, в которой температура понижается до -100°C , а затем – мезопауза. В перечисленных нижних слоях заключено 99.5 % всей массы атмосферы.

Выше располагается термосфера до 800–1000 км, в которой на высоте около 250 км температура резко повышается до $1200\text{--}1500^{\circ}\text{C}$. Термосфера сменяется экзосферой или сферой ускользания газов.

Во всех слоях атмосферы совершаются сложные горизонтальные, вертикальные и турбулентные движения. Происходят поглощение солнечного и космического излучения и самоизлучение Земли.

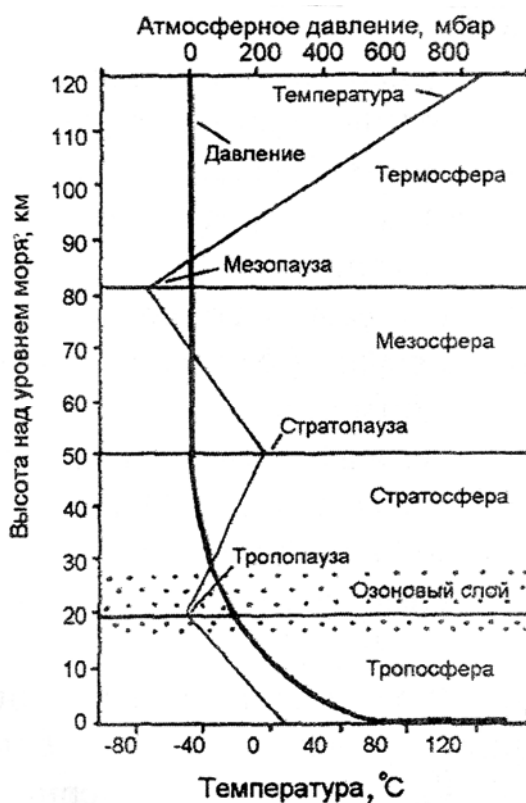


Рис. 1. Структура атмосферы (по В.Е. Хаину и Н.В. Короновскому, 2007):
 На высоте 17–26 км располагается озоновый слой (O_3),
 задерживающий ультрафиолетовое излучение

Особо важное значение, как поглотитель ультрафиолетовых лучей, имеет озон, общее содержание которого достигает в атмосфере 10^{-1} % объема. Этот газ на 60 % сосредоточен в так называемом озоновом слое на высоте 16–32 км. В связи с частичным разрушением озона в атмосфере возникают участки с заметно пониженным содержанием озона, так называемые «озоновые дыры», роль и причины образования которых активно обсуждается учёными разных стран. Большое значение

имеет концентрация в атмосфере углекислого газа и паров воды, повышенная концентрация которых создает на Земле «парниковый эффект», обуславливая повышение температуры. В истории Земли состав атмосферы не был постоянным.

Гидросфера включает все поверхностные и подземные воды, пары атмосферы, ледники, подземные льды многолетнемерзлых горных пород. Гидросфера активно взаимодействует с минералами и горными породами, частично растворяя и разрушая их, транспортируя растворённый и обломочный материал, и накапливая его в конечных бассейнах стока, формируя при этом разнообразные осадочные породы.

Биосфера (сфера жизни) охватывает в своём распространении поверхность суши, нижние слои атмосферы, наземную и подземную гидросферу, верхнюю часть литосферы. При взаимодействии живого вещества и продуктов его распада с горными породами и минералами формируются почвы. Организмы могут концентрировать и рассеивать элементы, участвовать в минералообразовании. Из органического вещества образуются горные породы: торф, каменный уголь, нефть, известняки (коралловые рифы), кремнистые породы (радиоляриты и др.) и т.д.

Внутреннее строение Земли включает земную кору, мантию и ядро.

Земная кора – верхняя твёрдая оболочка Земли толщиной от 10 до 76 км, сложенная различными по составу минеральными массами – горными породами. Выделяются континентальная и океаническая типы земной коры.

Мантия – твёрдая оболочка Земли, простирающаяся до глубины 2700 км и разделяющаяся на верхнюю и нижнюю мантию

Ядро подразделяется на внешнее и внутреннее. Внешнее ядро (2900–5120 км) обладает свойствами жидкости и состоит в основном из железа и никеля с примесью более лёгких элементов (Si, S, O, H и др.).

Литосфера (до 150 км) объединяет земную кору и часть (до астеносферы) верхней мантии до глубин 150–250 км.

Ноосфера охватывает ту часть земного шара, на которую распространяется активное и все усиливающееся воздействие человека, становящегося одним из весьма заметных факторов геологического значения.

Предметом непосредственного изучения геологии являются минералы, горные породы, ископаемые органические остатки и современные геологические процессы.

Минералы представляют собой химические соединения (или элементы), более-менее однородные по строению и составу, образующиеся в результате физико-химических процессов в литосфере, на ее поверхности или в результате деятельности человека. Большинство минералов находятся в твердом состоянии (кварц, слюда, полевой шпат и др.), но

известны и жидкие (самородная ртуть) и газообразные (метан, сероводород и др.).

Горные породы – это естественные ассоциации минералов, характеризующиеся близостью условий образования. Горные породы могут состоять из одного минерала (мономинеральные – кварцит, доломит, магнезит, известняк, сидерит и др.) или нескольких (полиминеральные – гранит, базальт и др.)

Ископаемые органические остатки – остатки твердого скелета животных, отпечатки листьев растений и др. Знание условий обитания погибших организмов позволяет восстановить условия образования вмещающих пород; эволюция органического мира, проявляющаяся в вымирании одних и появлении других, новых организмов, широко используется в геологии для определения относительного возраста пород.

Современные геологические процессы – извержения вулканов, землетрясения, опускания и воздымания земной поверхности, накопление современных осадков рек, озер, морей и болот также являются предметом изучения геологической науки, поскольку, с одной стороны, определяют различные стороны народнохозяйственной деятельности, а с другой, помогают понять сходство и отличие геологических процессов настоящего и далекого прошлого.

Методы исследования в геологии подразделяются на прямые и косвенные.

К прямым методам относятся такие, которые допускают непосредственное (прямое) изучение вещества (пород, полезных ископаемых). Это наблюдение и эксперимент, которые включают изучение естественных обнажений, материалов, полученных в результате проходки искусственных горных выработок (канал, шурфов, шахт и керна буровых скважин).

Естественным обнажением является любой естественный выход горных пород на дневную поверхность. Такими естественными обнажениями являются склоны оврагов, долины ручьев и рек (Лагерный сад в Томске), выходы горных пород в руслах ручьев и рек, отдельные скалы и скальные гряды и т.д.

Искусственные обнажения создаются либо специально при геологических исследованиях в результате проходки искусственных горных выработок – канал, шурфов, шахт, карьеров, либо возникают в процессе проведения строительных и других работ (котлованы под здания и сооружения, магистральные каналы под нефте-, газо- и водопроводы, тоннели метро, выемки и откосы при строительстве автотранспортных и железнодорожных магистралей). Сюда же относится керна буровых

скважин – каменный или рыхлый материал, получаемый при бурении скважин.

Самые глубокие скважины достигают 9–12 км, что составляет 0,0015 радиуса Земли (6370 км). Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 в Печенгском рудном районе пробурена до глубины 12032 м и остановлена в связи с аварией. Получены образцы пород со всего интервала, а также новые данные о тепловом потоке. До глубины 3000 м температура поднималась с градиентом 1°C на 100 м, а глубже – 2,5°C на 100 м. На глубине 10 км температура пород достигает 180°C.

Существенную информацию о внутренних оболочках Земли даёт изучение *глубинных включений пород и минералов в продуктах вулканических извержений и трубках взрыва*. В базальтовых лавах Камчатки, Прибайкалья, Минусинских котловин в кимберлитовых трубках встречаются включения – ксенолиты, имеющие в своем составе пироксен и оливин, т.е. перидотиты, пироксениты и дуниты, нередко содержащие гранат и шпинель. Предполагается, что именно эти породы слагают верхние горизонты верхней мантии.

Эксперимент (или опыт) имеет также большое значение как метод геологического исследования.

Моделирование тектонических процессов позволяет установить ряд закономерностей, связывающих деформации и разрывы материала с его механическими свойствами и условиями (обстановкой) деформирования.

Косвенные методы объединяют различные геофизические и дистанционные (аэро-, космо-) методы исследования.

Геофизические методы в отличие от прямых изучают лишь различные физические свойства глубинных недр Земли – скорость распространения упругих волн, электропроводность, магнитную восприимчивость и т.д. Сопоставляя эти данные с результатами изучения свойств пород в лабораторных условиях, можно опознать реальные геологические объекты в их естественных условиях залегания. По характеру изучаемых физических свойств и используемых физических полей различают электрические, магнитометрические, сейсмические, гравиметрические и другие геофизические методы.

Геофизические методы являются весьма эффективным средством изучения Земли и очень широко используются в практической геологии. Особенно велика их роль, в частности сейсмических методов, при поисках, разведке и разработке нефтяных и газовых месторождений.

В последние десятилетия в геологии широко используются *дистанционные – аэрокосмические методы*.

К методам изучения в геологии можно отнести геологические и тектонические гипотезы и научный прогноз.

Гипотезы геологические и тектонические дают предположительные объяснения причин происхождения Земли, ее внутреннего строения, причин тектонического движения, геологического строения отдельных участков и зон, закономерностей размещения полезных ископаемых.

Научный прогноз. К настоящему времени геология выработала надежные критерии прогнозирования различных полезных ископаемых – нефть, природный газ, уголь, руды черных и цветных металлов. Если раньше открытия месторождений часто носили случайный характер, то в настоящее время, когда выявлены основные закономерности развития земной коры – вместилища всех добываемых полезных ископаемых, оказалось возможным поставить поиски месторождений на научную основу. Благодаря правильному научному прогнозу, были открыты залежи нефти и газа в Волго-Уральской области, Западной Сибири, на Мангышлаке, алмазы в Якутии, сейчас ведутся поиски в пределах Восточно-Европейской платформы и т.д.

Расчленение геологии на отдельные дисциплины.

Основным объектом изучения геологии является литосфера. Чтобы познать строение литосферы, сущность совершающихся в ней процессов и историю ее развития, нужно изучать ее с разных сторон. Можно выделить несколько основных групп дисциплин, на которые расчленяется геология:

1. Геохимический цикл наук, изучающий вещественный состав Земли, включает такие науки, как кристаллография, минералогия, петрография, литология, собственно геохимия.

2. Цикл наук, изучающих процессы, протекающие на Земле и в её недрах – динамическая геология – наука о процессах, протекающих в недрах литосферы и на ее поверхности. В зависимости от источника энергии они подразделяются на процессы внутренней динамики (эндогенные) и процессы внешней динамики (экзогенные).

С *эндогенными процессами* связаны такие явления, как движения земной коры, землетрясения и вулканические извержения. Соответственно динамическая геология в этой части подразделяется на ряд наук: геотектонику, учение о магматизме и метаморфизме, вулканологию.

К динамической геологии можно отнести серию наук о внутреннем строении Земного шара – о составе, физических свойствах, агрегатном состоянии его оболочек и ядра. Основным источником сведений здесь служат данные геофизических наук (сейсмология, гравиметрия, магнитометрия, электрометрия, геотермия).

Экзогенные процессы обусловлены в основном деятельностью атмосферы и гидросферы и их взаимодействием с литосферой. Основным источником экзогенных процессов в конечном итоге является солнечная энергия.

Динамическая геология в этой части подразделяется на следующие науки: учение о выветривании, гидрология, гидрогеология, океанология, океанография, гляциология, геокриология, лимнология.

3. Историческая геология занимается изучением истории земной коры и органической жизни. Она подразделяется на следующие науки: стратиграфия, учение о фациях, палеонтология и палеоботаника, палеогеография, историческая геология (собственно).

4. Практическое использование недр Земли обеспечивают: учение о полезных ископаемых (рудных, нерудных, горючих, строительных материалов и т.д.), инженерная геология, экономическая геология.

5. Экологическая геология исследует влияние геологических структур, минералов и пород на существование биоты, в том числе и человека.

Связь геологии с другими науками.

Геология теснейшим образом связана с другими естественными и физико-математическими науками. Из естественных наук особо необходимо отметить химию, биологию, ботанику.

Основой преобразования минералов, расплавленных горных пород являются химические реакции, знание которых помогает понять суть происходящих процессов.

Сравнительная анатомия современных животных и растений помогает понять особенности строения ископаемых органических остатков и наметить пути эволюции органического мира.

Математика, физика, сопротивление материалов широко применяются при расчетах и обоснованиях движения блоков пород, литосферных плит, при сейсмическом районировании. Повсеместно используются эти науки при экспериментальных исследованиях: расчеты давления в автоклавах при минералообразовании и т.д.

Науки математического цикла используются при подсчетах запасов, при геохимических методах поисков, при расчетах средних составов в петрологии и т.д.

Все геофизические методы основаны на широком применении различных разделов математики.

Народнохозяйственное значение геологии.

Природные материалы давно уже стали необходимым элементом, определяющим жизнедеятельность и благосостояние людей. В настоящее время минеральные ресурсы по своему значению в жизнеобеспече-

нии общества занимают второе место, уступая только сельскому хозяйству.

Разработаны тысячи способов использования различных природных материалов, в том числе для получения металлов, топлива, удобрений, строительных материалов, абразивов, наполнителей, химического и агрохимического сырья. Промышленность получает минеральное сырье, добываемое в шахтах, карьерах и из буровых скважин.

Природные скопления минералов и пород в земной коре, которые могут быть использованы в народном хозяйстве, носят название полезного ископаемого.

Этот термин во многом является термином экономическим. То, что сегодня не может быть использовано в народном хозяйстве вследствие несовершенства технологий (низкие содержания, отсутствие потребности и др.), в ближайшем будущем окажется ценным сырьем. При этом свыше 70 % всех добываемых полезных ископаемых приходится на топливо (нефть, уголь и природный газ), на металлы – около 10 %, на неметаллы (химическое и агрохимическое сырье и т.д.) – около 15 %. Советский Союз почти полностью обеспечивал потребности промышленности во всех видах минерального сырья, экспортируя часть его за рубеж (нефть, газ, черные металлы). В то же время, некоторые виды полезных ископаемых мы вынуждены ввозить из других стран – бокситы, фосфориты, гранулированный кварц.

Нужно подчеркнуть, что ни одна страна в мире не может обойтись только собственным минеральным сырьем. В то же время, если даже и имеются месторождения какого-либо сырья, необходимо в каждом конкретном случае решать, следует ли начинать его промышленное освоение или лучше сохранить его и близлежащую территорию для жизни людей.

Народнохозяйственное значение геологии заключается также в обеспечении строительства зданий и различных сооружений (мосты, каналы, плотины, метро и т.д.) данными инженерных геологических изысканий, сейсмической оценке и выдаче рекомендаций строителям в сейсмически опасных зонах, в зонах современного вулканизма, в районах проявления цунами и др.

Часть 1

ЗЕМЛЯ В КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ

ГЛАВА 1. СТРОЕНИЕ ВСЕЛЕННОЙ И СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Земля – одна из 9 планет, вращающихся вокруг Солнца. Солнце – одна из сотен миллиардов звезд, образующих Галактику Млечного пути. Все это единые системы Мирового пространства и некоторые геологические процессы, происходящие на Земле, обусловлены процессами, происходящими во Вселенной. Понимание того, как связана Земля с другими объектами, находящимися в просторах Вселенной, помогает нам также составить представление о скрытой ранней истории нашей планеты, которая обусловила существование современной обстановки, развитие жизни на Земле.

1.1. Строение галактик

Галактика – это гигантское скопление звезд и связанной с ними диффузной материи. Спиральная Галактика Млечного пути – одна из множества галактик разного размера и формы, существующих во Вселенной. Есть сферические, эллиптические, спиральные галактики и галактики неправильной формы.

Самые крупные системы, входящие в Галактику, – шаровые скопления, каждое из которых содержит от тысячи до миллионов звезд. Кроме них, Галактики состоят из звездных ассоциаций, отдельных и двойных звезд, газовых и газопопылевых туманностей, планет, астероидов, метеоритов, комет, межзвездного газа и пыли, фонового излучения и разнообразных частиц. Ядра галактик – очень плотные скопления множества звезд. Из них вытекают огромные потоки межзвездного водорода и других элементов. Звезды и другая материя галактик удерживаются в своем положении благодаря взаимному гравитационному притяжению.

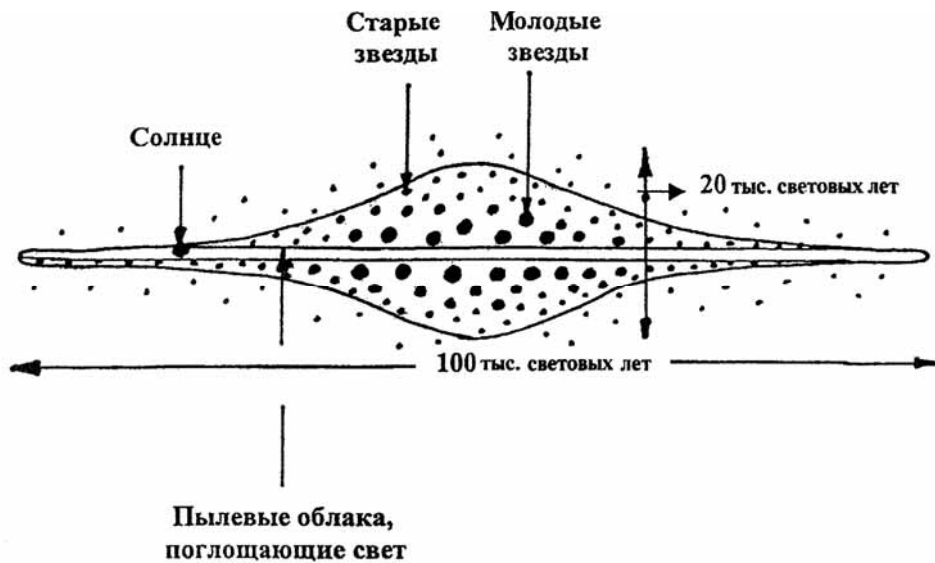


Рис. 1.1. Строение Галактики Млечного Пути (по Н.В. Короновскому, 2007)

Спиральная Галактика Млечного пути имеет форму диска с диаметром около 100 тыс. световых лет, утоняясь к периферии до 3–6 тыс. световых лет. Солнце и, соответственно, Земля располагаются примерно на середине пути от центра Галактики к ее краю в экваториальной плоскости галактического диска вблизи внутреннего края одной из спиральных ветвей (рис. 1.1).

Центр Галактики скрыт от наблюдения межзвездной пылью, скопившейся у галактического экватора, но известно, что он располагается за созвездием Стрельца южного звездного неба. Центр окружают примерно 120 видимых шаровых скоплений звезд, каждое из которых содержит от 10 тысяч до 1 миллиона звезд.

Поскольку и Солнце и Земля расположены внутри Галактики, мы видим ее край из срединной области. Млечный путь кажется нам не спиральным скоплением, а просто полосой звезд, пересекающих небо.

Все звезды Галактики обращаются вокруг галактического центра. Наше Солнце со свитой планет совершает один оборот вокруг центра Галактики за 250 млн лет, двигаясь со скоростью 240 км/с.

1.2. Строение Солнечной системы

Солнечная система состоит из Солнца и вращающихся вокруг него 9 планет (рис. 1.2) с 33 спутниками, не менее 50 тыс. мелких твердых астероидов, бесчисленного множества метеоритов и нескольких сотен комет.



Рис. 1.2. Положение планет и кометы Галлея в Солнечной системе

Нужно отметить, что в результате наблюдений с американских спутников Вояджер-1 и Вояджер-2 в последние годы дополнительно были открыты у Юпитера 2 новых спутника, Сатурна – 6, Урана – 10, Нептуна – 6.

Диаметр Солнечной системы до орбиты Плутона составляет $5,9 \times 10^9$ км = 40 а.е. (1 ед. = 150 млн км). В движении Солнца, планет и спутников наблюдается замечательное сходство: все они движутся по орбитам, наклон которых не отличается от наклона орбиты Земли (не больше, чем на несколько градусов). Все девять планет движутся по своим орбитам с запада на восток почти в одной и той же плоскости, а Солнце медленно вращается вокруг своей оси в том же направлении – с запада на восток.

Все планеты, кроме Венеры и Урана, вращаются вокруг своей оси в том же направлении, в котором они вращаются вокруг Солнца.

Венера вращается в противоположном направлении, а ось вращения Урана располагается почти в плоскости его орбиты.

Помимо этого 27 из 33 ранее известных спутников обращаются по орбитам в том же направлении, в каком их планеты вращаются вокруг своих осей. Такое сходство не случайно, и большинство астрономов считает, что согласованность движения Солнца, планет и их спутников указывает на их общее происхождение из единого облака межзвездной материи, при коагуляции которой и образовались Солнце и связанные с ним тела.

Таблица 1.1

Краткие сведения о планетах Солнечной системы

Названия планет	Период обращения по орбите	Период обращения вокруг оси	Плотность, г/см ³
Меркурий	88 сут	56.65 сут	5,44
Венера	224,7 сут	243 сут	5,3
Марс	687 сут	24 ч 37 мин 33 с	3,9
Юпитер	11,86 лет	9.92 ч	1,33
Сатурн	29,46 лет	10.5 ч	0,687
Уран	84,01 лет	17.24 ч	1,32
Нептун	164,8 лет	16 ч	1,64
Плутон	247,7 лет	6.4 сут	2,0 (?)

Планеты и их спутники обладают достаточной орбитальной скоростью, чтобы не упасть на Солнце под действием его гравитационного притяжения.

Солнце составляет 99,9 % общей массы Солнечной системы, а масса Юпитера – самой большой планеты системы – 0.1 %. Солнце – одна из типичных звезд Млечного пути. Температура его поверхности около 5600° (на других звездах до 50000°). Диаметр Солнца $1,39 \times 10^6$ км (размеры других звезд от долей диаметра Солнца до величин в 1500 раз больших). Масса Солнца – 1985×10^{33} г = 1985×10^{27} т. Плотность Солнца 1.41 г/см³.

Энергия, выделяемая Солнцем – 10^{33} эрг/с. Солнечная энергия, достигающая Земли, приходит в виде электромагнитного излучения, частоты которого включают рентгеновские лучи, ультрафиолетовые лучи, видимый свет, тепловое излучение и радиоволны. Считается, что источником солнечной энергии является ядерный синтез, при котором ядра водорода соединяются между собой (⁴He). Во внутренних частях Солнца температура достигает 10 млн градусов. Расчеты показывают, что атомного горючего (водорода) хватит еще на 5 млрд лет. За одну секунду Солнце излучает количество энергии, превышающее всю энергию, использованную человечеством со времени зарождения цивилизации. При этом на поверхность Земли попадает всего $0,5 \times 10^{-9}$ часть лучистой энергии звезды. Тем не менее, за три дня мы получаем от Солнца больше тепла, чем дало бы сжигание всех запасов угля, нефти и лесов нашей планеты.

На Солнце обнаружен не только водород (70 %) и гелий (27 %), но и другие элементы, но в очень малых количествах. До сих пор на Солн-

це установлено 67 химических элементов. Возможно, там имеются и другие элементы, но в слишком малых количествах.

Орбита Солнца вокруг центра масс Млечного пути также имеет форму, близкую к эллипсу. Само Солнце вращается с запада на восток, однако, непрерывное перемещение газа обуславливает различную скорость вращения участков поверхности на разных широтах. Так, экваториальная область Солнца совершает полный оборот за 25 дней, а полярная – за 34 дня.

Видимая поверхность Солнца неровная. Это так называемая фотосфера – слой ярко светящегося газа толщиной около 200–300 км. Вверх от поверхности фотосферы вырываются длинные языки газа – протуберанцы – со скоростью до 700 км/сек. Эта оболочка, в которой преобладают продукты выбросов, – хромосфера – распространяется до 15 тыс. км над поверхностью (рис. 1.3).

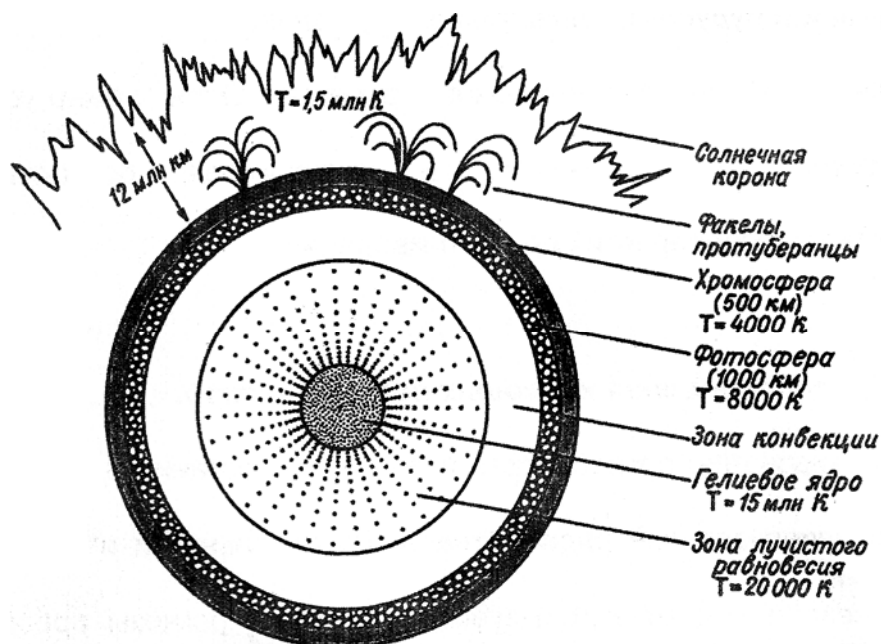


Рис.1.3. Строение и внутренняя структура Солнца
(по Н.В. Короновскому, 2007)

До 5 млн км над поверхностью Солнца распространяется внешняя оболочка солнечной атмосферы – корона. Эта оболочка представляет собой область солнечного ветра – движущихся от Солнца с большими скоростями (до 500 км/сек) заряженных частиц – электронов и протонов.

Поверхность фотосферы нагрета до 6000°C. Однако периодически (примерно через 11 лет) на ней возникают темные пятна с более низкой температурой (около 4200°C) В их пределах зафиксированы мощные магнитные поля. Между соседними пятнами с различной полярностью

возникают чрезвычайно сильные электрические токи, движутся струи раскаленного газа с температурой в миллионы градусов. Возникают так называемые «магнитные бури», которые мы постоянно ощущаем на Земле.

Солнце играет определяющую роль в формировании и режиме внешних оболочек окружающих планет. Оно определяет внешнюю температуру и связанную с ней интенсивность геологических процессов на Земле и других планетах Солнечной системы. Мощное магнитное поле Солнца деформирует внешние магнитные поля планет, являясь причинами полярных сияний и магнитных бурь на Земле. Судя по скорости заряженных частиц в солнечной короне, можно полагать, что солнечный ветер пронизывает всю солнечную систему и достигает самые отдаленные планеты.

1.3. Планеты Солнечной системы

Планеты Солнечной системы, включающие Меркурий, Венеру, Землю, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон, вращаются в одной плоскости, близкой к плоскости солнечного экватора, – в плоскости эклиптики (рис. 1.2). По массе, плотности и другим параметрам они делятся на две группы:

1) внутренние планеты земной группы: Меркурий, Венера, Земля, Марс;

2) внешние планеты-гиганты: Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун. Плутон недостаточно изучен и, возможно, представляет собой планету третьей группы.

Планеты земной группы характеризуются небольшими размерами, высокой плотностью, значительной скоростью вращения вокруг осей, небольшой массой. Спутников имеют только Земля (один) и Марс (два). Плотность спутников близка к плотности планет.

Меркурий – первая от Солнца небольшая планета ($R = 0,39$ Земли, $M = 0,04$ земной, период вращения – 59 сут).

Поверхность планеты пористая и покрыта кратерами, отмечаются крупные линейные структуры, связанные с разломами. Меркурий обладает сильно разряженной атмосферой, состоящей из гелия, неона, аргона и слабым магнитным полем (0,01 земного). Плотность Меркурия 5,43 близка к плотности Земли (5,52 г/см³). Поверхность Меркурия днем интенсивно нагревается (до +430°C), что может обусловить образование в экваториальной части даже расплавленного вещества, ночью $T^{\circ}C = -130^{\circ}C$.

Венера ($R = 0,97$, $M = 0,81$, период вращения 243 сут) обладает мощной атмосферой углекислого состава (97 %) с облаками капелек се-

ры и серной кислоты. Температура на поверхности планеты достигает $+470^{\circ}\text{C}$, давление 9 МПа. Облачный слой пропускает солнечный свет и дневная освещенность близка к земной в яркий солнечный день. Породы близки к земным базальтам. Заметны следы поверхностного разрушения под действием атмосферных факторов.

Рельеф Венеры сильно расчлененный – его амплитуда достигает 15,5 км. Понижения, сопоставимые с океанскими бассейнами Земли и лунными «морями», занимают 1/6 часть поверхности планеты. Они сложены базальтовыми покровами с возрастом 0,5–1 млрд лет. Остальную площадь занимают холмистые равнины и возвышенности – «континенты». Кроме того, выделяются крупные – до 2000×2000 км – вулканические массивы и горные хребты, протяженностью в сотни километров. Они возвышаются на 7–8 км над средним уровнем поверхности планеты и могут отвечать либо складкам, либо тектоническим чешуям, либо блоковым зонам, т.е. могут рассматриваться как зоны сжатия. На планете известны две рифтовые долины длиной до 2200 км, представляющие собой зоны растяжения.

Венера характеризуется очень медленным осевым обратным вращением (243 сут), чем, скорее всего, (а не отсутствием жидкого ядра) объясняется ее крайне слабое магнитное поле ($\sim 0,000001$ поля Земли).

Марс ($R = 0,53$, $M = 0,11$, период вращения 24 ч, 37 мин 23 сек) обладает слабым магнитным полем. Как и Земля, имеет наклонную ось вращения, что определяет климатические изменения, соответствующие временам года. Атмосфера состоит из углекислого газа, метана и сильно разрежена – у поверхности, ее давление составляет 2,6–6,8 мм рт. ст., что соответствует давлению земной атмосферы на высоте 30 км. Температура колеблется от $+15^{\circ}\text{C}$ до -75°C . Сезонные колебания температуры приводят к изменению площади полярных шапок, в основном состоящих из замерзшей углекислоты и ее гидратов, мощностью до десятков метров. Распространена вечная мерзлота.

Рельеф Марса обусловлен наличием многочисленных кратеров, над которыми отмечаются газовые облака с меняющейся конфигурацией. Предполагают, что на Марсе идут активные вулканические процессы. Вулкан Олимп достигает в диаметре 610 км при высоте 21 км. Исключительно крупными размерами отличаются и кальдеры марсианских вулканов – до 125 км в поперечнике. Расчлененность рельефа достигает 27 км. Выделяются материки, густо покрытые ударными кратерами, и равнины.

От вулканов и поднятий радиально расходятся трещины и гряды длиной до 1000 км. Известны гигантские рифтовые долины, длиной до 4000 км и глубиной до 10 км.

Равнины и вулканы сложены базальтами, а материки – полнокристаллическими основными породами. В структуре Марса отмечаются разломы, которые имеют большей частью диагональное простираие по отношению к широтам и меридианам. Магнитное поле Марса очень слабое, как у Венеры (0,000013), что служит свидетельством отсутствия жидкого ядра.

На Марсе выделяется кора. Она более мощная под материками (около 40 км), чем под океанами (около 30 км). Но наибольшее утолщение коры наблюдается под поднятиями (до 70 км).

Активные процессы идут и на поверхности планеты: пылевые бури со скоростью 100 км/час. Обнаружены сухие русла, которые, по мнению американских геологов, связаны с деятельностью мощных потоков воды в минувшие эпохи. Длина одного из них достигает 1500 км, ширина – 200 км, глубина – 6 км. Марс имеет 2 небольших по размеру спутника – Фобос (до 27 км в поперечнике) и Деймос (до 15 км в поперечнике).

Планеты-гиганты: Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун – характеризуются огромными размерами ($R = 4-10$), низкой плотностью ($0,7-2,3 \text{ г/см}^3$), значительной массой ($M = 14-316$) и высокими скоростями вращения, обуславливающими их сильное сжатие у полюсов.

В отличие от планет земной группы планеты-гиганты обладают мощными атмосферами, состоящими в основном из водорода.

По данным американских АМС мощность атмосферы *Юпитера*, состоящего из водорода (70%) и гелия (до 27%), превышает 10–15 тыс. км, а температура у твердой поверхности составляет около -130°C , $R = 10,9$. Плотность $1,33 \text{ г/см}^3$. Период обращения 9 ч 50 мин. $M = 316$. В атмосфере Юпитера отмечаются мощные гряды облаков широтного направления, медленно меняющие свою форму в течение 9–10 лет.

Юпитер обладает мощным магнитным полем, излучает тепло (вдвое больше, чем получает от Солнца). Известно Красное пятно Юпитера, имеющее форму эллипса размером до 40 тыс. км. Форма пятна стабильна, но окраска очень изменчива. Полагают, что пятно может быть верхушкой гигантского вулкана, постоянно извергающего газы в атмосферу планеты.

С Юпитером связано много загадок. По размерам он приближается к небольшой звезде – его масса всего в 10 раз меньше той, которая необходима для возникновения ядерных реакций в его недрах.

В целом, со своими 12 спутниками и недавно открытым кольцом Юпитер представляет небольшую планетную систему. Массы галилеевых спутников Юпитера сопоставимы с Луной и даже с планетой Меркурий. На Ио обнаружена грандиозная современная вулканическая дея-

тельность с фонтанированием из недр потоков газа, пыли, истечением серной лавы, разливы которой видны на поверхности.

Исследовательский космический спутник «Галилео» за 8 лет работы 34 раза облетел планету, передал огромное количество данных о Юпитере, 21.09.03 он был направлен в атмосферу Юпитера и сгорел. Им был обнаружен на спутнике Юпитера Европе под ледяной коркой соленый океан, где можно ожидать следы жизни. Признаки подповерхностного жидкого слоя также обнаружены на спутниках Ганимеде и Каллисто, высокий уровень вулканической активности – на Ио. На Европе установлена сравнительно гладкая ледяная поверхность с огромными трещинами. На Ганимеде обнаружены громадные котловины и следы мощной древней вулканической активности.

Сатурн обладает мощной системой колец, каждое из которых состоит из тысяч отдельных колечек $R = 9,0$; плотность – $0,69 \text{ г/см}^3$; $M = 94,9$. Период обращения 10 ч 14 мин.

Сатурн имеет 10 спутников и еще 6 последних открыто после пролета Вояджера-2 в 1981 г. При этом установлено, что на маленьком спутнике Энцеладе действовали и, возможно, действуют сейчас водяные вулканы.

На Титане обнаружена мощная азотная атмосфера, с большими примесями аргона и метана. Из метана здесь преимущественно состоят плотные облака. Предполагается, что могут выпадать метановые дожди, существовать метановые океаны и озера. Под действием солнечного излучения метан превращается в более сложные углеводороды – этан, этилен, ацетилен.

Спутник Сатурна – Япет – одно из наиболее необычных тел Солнечной системы. Одна его сторона – та, что смотрит вперед по движению на орбите, чем-то очень затемнена, а другая – как будто покрыта льдом и светится в десять раз сильнее, чем первая. Это пытался доказать канадский ученый Э. Клутис. Выполненная им спектральная съемка показала, что отраженный свет передней стороны Япета почти совпадает с тем, что характерен на Земле для нефтеносных песков.

Уран окружен полосой космической пыли и имеет два спутника – Миринда и Ариэль. Основной компонент атмосферы – метан. $R = 4,0$; плотность – $1,56 \text{ г/см}^3$; $M = 14,66$. Период обращения 10,4 часа. Двигается по эллиптической орбите со средним радиусом 2,8 млрд км, делает полный оборот вокруг Солнца за 84 земных года. Ось вращения планеты сильно наклонена к плоскости его орбиты и иногда оказывается направленной почти на Солнце.

Спутников у Урана больше десятка. Кроме Миранды и Ариэля, есть и Джульетта с Дездемоной, и почти у каждой дамы свое пылевое кольцо.

Нептун. $R = 3,9$; плотность – $2,27 \text{ г/см}^3$; $M = 17,2$. Период обращения 15 ч 50 мин – 16 ч 3 мин 25.08.1989 г. межпланетный космический аппарат «Вояджер-2» прошел на расстоянии 4825 км от верхнего облачного покрова Нептуна, а затем на расстоянии 36500 км от самого крупного спутника Нептуна – Тритона. Сигналы «Вояджера-2» при достижении Земли оказались в 20 млрд раз меньше мощности батареек электронных наручных часов.

Обнаружено 5 колец Нептуна, из которых 2 едва заслуживают этого названия, поскольку состоят из частиц очень разрозненной космической пыли.

На снимках поверхность Нептуна напоминает вид земного океана из космоса: голубая гладь с молочно-белыми пятнами. Это плотный облачный слой с плывущими над ним отдельными группами облаков. Крупным планом видно быстро перемежающееся пятно, названное «скутер».

Средняя температура на Нептуне -213°C , что несколько превышает температуру, которую можно объяснить нагревом планеты Солнцем. Возможно существование внутреннего источника энергии, так как она имеет почти такую же температуру, как и Уран, хотя получает в 2,5 раза меньше солнечного тепла.

Диаметр Нептуна 49400 км, период полного обращения вокруг своей оси 15 ч 50 мин. Скорость ветра в атмосфере достигает 1120 км/ч. Во время пролета вблизи планеты «Вояджер-2» был буквально обстрелян микроскопическими образованиями с частотой до сотни ударов в секунду. Установлено, что ось магнитных полюсов Нептуна имеет отклонение от оси вращения на 50° .

Спутник Тритон (самый крупный с диаметром около 640 км), находящийся на таком же расстоянии как Луна от Земли. Эксцентриситета орбиты у него нет, вращение вокруг планеты обратное. Он имеет газовую оболочку толщиной ~ 800 км. Верхний слой состоит из азота, в нижних слоях присутствует метан. Температура поверхности -240°C . На Тритоне отчетливо видны следы ударов крупных метеоритов. Возможна вулканическая деятельность. Кроме Тритона и Нереиды, обнаружено 6 спутников.

Плутон сильно отличается от планет гигантов и, наверное, ею не является. У Плутона сильно вытянутая эллипсовидная орбита, пересекающая орбиту Нептуна. Над ледяной поверхностью Плутона (-240°C) располагается разряженная атмосфера, состоящая из азота, метана и мо-

ноокси углерода. У Плутона имеются спутники Харон, Никс и Гидра. Пару Плутон-Харон некоторые исследователи считают двойной планетой.

1.4. Астероиды и кометы

Астероиды – малые планеты, образующие пояс на промежуточной орбите между Марсом и Юпитером. Эта область заполнена сотнями тысяч, а, возможно, и миллионами астероидов. Их размеры очень различны: от небольших кусков до нескольких сотен километров.

Астероид Церера – 930–970 км в поперечнике, Паллада – 483 км, Веста – 385 км, Юнона – 193 км. У Цереры период вращения вокруг оси – 9 ч, вокруг Солнца – 4,6 года.

Астероиды отличаются от других тел Солнечной системы угловатой формой и занимают орбиту между Марсом и Юпитером, которая по расчетам должна была быть занята планетой. Они движутся по круговым орбитам в том же направлении, что и все планеты. Предполагают, что астероиды являются обломками десятой планеты Солнечной системы – Фэтона, разрушившейся в результате космической катастрофы.

Есть гипотеза, что это рассеянный материал, который при образовании Солнечной системы почему-то не образовал отдельного планетного тела.

Учитывая близость орбит астероидов и различие их масс, можно предполагать частые соударения и выбросы с орбит обломков планет или даже целых астероидов. Вероятно, большая часть этих обломков отклоняется к Солнцу и попадает в виде метеоритов на планеты земной группы.

Кометы – самые странные тела, существующие в Солнечной системе. Они движутся вокруг Солнца по сильно вытянутым эллиптическим орбитам, уходя за пределы орбиты Плутона. Их количество оценивается в 10^{11} , но поскольку плоскости орбит не совпадают, большая часть их с Земли не наблюдается.

Общая масса кометы очень мала, а в их составе присутствуют ядро, замерзшие газы: аммиак, (NH_3), метан (CH_4), водород (H_2), следы водяного льда (H_2O), цианистого водорода (HCN), цианистого метила (CH_3CN).

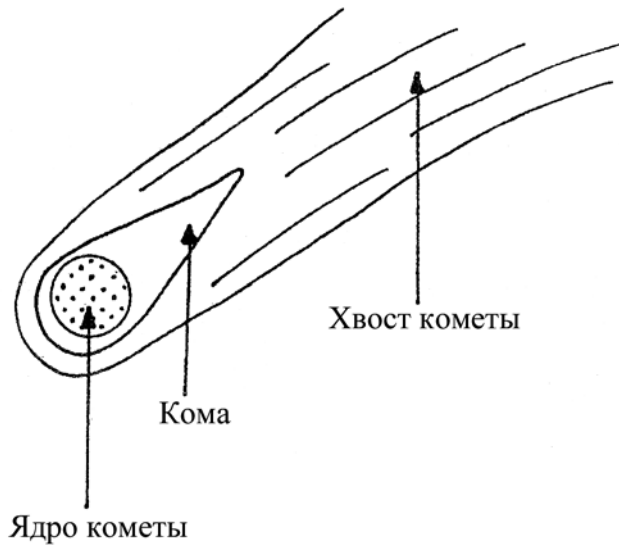


Рис. 1.4. Схема строения кометы. Хвост кометы под воздействием солнечного ветра всегда направлен в сторону от Солнца

Когда комета приближается к Солнцу, часто замерзший материал сублимируется и под действием солнечного ветра отталкивается в сторону от Солнца. При этом образуется хвост длиной в десятки и сотни миллионов километров (рис. 1.4).

1.5. Метеориты

Метеориты – мелкие твердые тела, вращающиеся в пределах Солнечной системы. Если они оказываются в пределах сильного притяжения Земли, они падают на нашу планету. Несколько раз в году орбита Земли пересекает орбиты роев этих быстро летящих частиц. По расчетам ежедневно в земную атмосферу попадает около 8 млрд таких частиц. Большинство из них, разогревшись от трения в атмосфере, испаряется, испуская яркое свечение. Как правило, это очень мелкие частицы, размера песчинок или меньше. Научное название для таких частиц в стадии свечения – «метеоры». Метеоры называют метеоритами. Чаще всего мы их не замечаем, но ежедневно на Землю выпадают сотни тонн метеоритной пыли. Огромное множество микрометеоритов обнаруживаются в глубоководных осадках океанов, в снежно-ледяном покрове Антарктиды и на тающих ледниках. Крупнейший из известных метеоритов, весящий 59 т, был найден на юго-западе Африки (метеорит Гоба).

По составу метеориты делятся на 4 группы: железные, железокаменные, каменные и стекловатые.

Железные метеориты или сидериты составляют около 6 % всех метеоритов. В их составе присутствуют железо (89,7 %) и никель (9,1 %). Структура этих метеоритов свидетельствует о весьма медленном осты-

вании, что не характерно для естественных процессов на Земле. Плотность железных метеоритов около 8 г/см^3 .

Железокаменные метеориты (около 2 %) – сидеролиты делятся по составу на паласситы – железо с отдельными включениями силикатов и мезосидериты, где примерно равное количество железа и силикатов. Плотность железокаменных метеоритов $5\text{--}6 \text{ г/см}^3$.

Каменные метеориты преобладают (92 %) и делятся на хондриты и ахондриты. Хондриты состоят из овальных каплевидных зерен (хондр) силикатов, сцементированных железом. Форма зерен свидетельствует об их кристаллизации в условиях весьма слабого тяготения. Ахондриты по составу близки земным базальтам и являются наиболее распространенными разновидностями метеоритов. Они иногда содержат до 1 % алмазов. Плотность каменных метеоритов около $3,5 \text{ г/см}^3$. Иногда встречаются «углеродистые» хондриты, состоящие преимущественно из гидросиликатов, оливина, карбонатов и сульфатов магния и кальция, окислов железа и нескольких процентов углеродистых соединений. Содержат ли эти углеродистые соединения какой-либо биогенный материал – вопрос весьма дискуссионный.

Стекловатые метеориты – тектиты – обломки однородного, безводного свободного от пузырьков газа стекла, образование которого связывают либо с вулканической деятельностью на Луне, либо с расплавлением земных пород и их разбрасыванием при ударе метеоритов о Землю. В кратере Жаманшин (Северное Приаралье) тектиты носят свои названия – иргизиты, жаманшиниты.

При ударе метеоритов о Землю возникают ударные структуры – астроблемы или кратеры (как и на Луне). Известен крупный кратер Метеор в штате Аризона – воронка шириной 1,6 км и глубиной 150 м. У нас в стране такие астроблемы известны на севере Сибирской платформы – Попигайская астроблема, в Северном Приаралье – кратер Жаманшин, ряд кратеров в Прибалтике. Широко обсуждается проблема Тунгусского метеорита. Именно падением крупных космических тел объясняются катастрофические изменения фауны и флоры на Земле в прошлые геологические эпохи.

Сейчас интерес к астроблемам резко возрос, поскольку при их формировании возникают алмазы, которые являются объектом промышленного использования.

Большое значение имеет изучение планет, их спутников, комет и метеоритов в познании истории и строения Земли.

1. Химический состав метеоритов и Земли одинаков. В метеоритах не обнаружено ни одного нового элемента, который не был бы известен на Земле. Это свидетельствует о химическом единстве небесных тел.

2. Различный состав метеоритов, падающих на Землю, позволяет предполагать гетерогенное строение планет. Предполагается, что обломки железных, каменных метеоритов могут отвечать различным частям планет. Каменные метеориты являются обломками коры планеты и свидетельствуют о составе этой коры. Железные и железо-каменные метеориты могли образовываться при разрушении ядра планеты.

3. Наличие на планетах, их спутниках и в кометах углеводородных соединений позволяет ставить вопрос о неорганическом происхождении ряда углеводородов.

4. Поскольку планеты Солнечной системы, точнее, планеты земной группы находятся на разных ступенях развития, причем Земля ушла дальше других планет в своей эволюции, изучение других планет добавляет ценнейший материал для познания ранних стадий развития нашей Земли.

5. Сравнение строения и эволюции Земли со строением и развитием других планет позволяет выявить как общие для всех планет земной группы закономерности, так и особенности, присущие только нашей планете, и понять, почему именно Земля стала родиной жизни, родиной человека и его цивилизации. Этот вопрос имеет огромное мировоззренческое значение.

6. Солнце, Луна и другие тела Солнечной системы оказывают самое непосредственное влияние на земные геологические процессы (воздушные и водные течения, существование жизни, климатические условия, выветривание, приливные явления в водной и каменной оболочках Земли, образование ударных кратеров, фазы и циклы тектогенеза и др.).

Вопросы для самопроверки

1. Определить место Солнечной системы в Галактике Млечного Пути.
2. Планеты Солнечной системы, названия, положение и состав.
3. Строение Солнца.
4. Физико-химические особенности Солнца.
5. Астероиды и метеориты: состав, место в Солнечной системе.
6. Астроблемы: происхождение и строение.

ГЛАВА 2. ФОРМА, СТРОЕНИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ И ЛУНЫ

2.1. Строение земного шара

Земля не представляет собой идеальный шар, так как полярный и экваториальный радиусы отличаются на 21 км. Это свидетельствует о сплюснутости ее по оси вращения.

Фигура Земли определяется равнодействием гравитации и центробежных сил. Равнодействующая этих сил называется силой тяжести и выражается в ускорении, которое приобретает каждое тело у поверхности Земли.

Земля сжата не только на полюсах, но в небольшой степени и по экватору ($R_1 - R_2 = 213$ м), т.е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом.

В действительности, реальная поверхность Земли более сложная. Наиболее близкой к фигуре Земли является фигура, получившая название геоид («землеподобный»). Это некоторая воображаемая поверхность, по отношению к которой сила тяжести повсеместно направлена перпендикулярно (рис. 2.1)



Рис. 2.1. Поверхность рельефа, сфероид и геоид (по Н.В. Короновскому, 2007)

На акватории океанов геоид совпадает с поверхностью воды, находящейся в полном покое. Продолжая (мысленно) эту поверхность океана под материи и острова, так, чтобы она оставалась перпендикулярной к направлению отвеса, получаем поверхность геоида.

Расхождение между геоидом и эллипсоидом местами достигает ± 150 м. Такие отклонения связаны с неравномерным распределением масс разной плотности в теле Земли, влияющим на изменение силы тяжести, а следовательно, и на форму геоида.

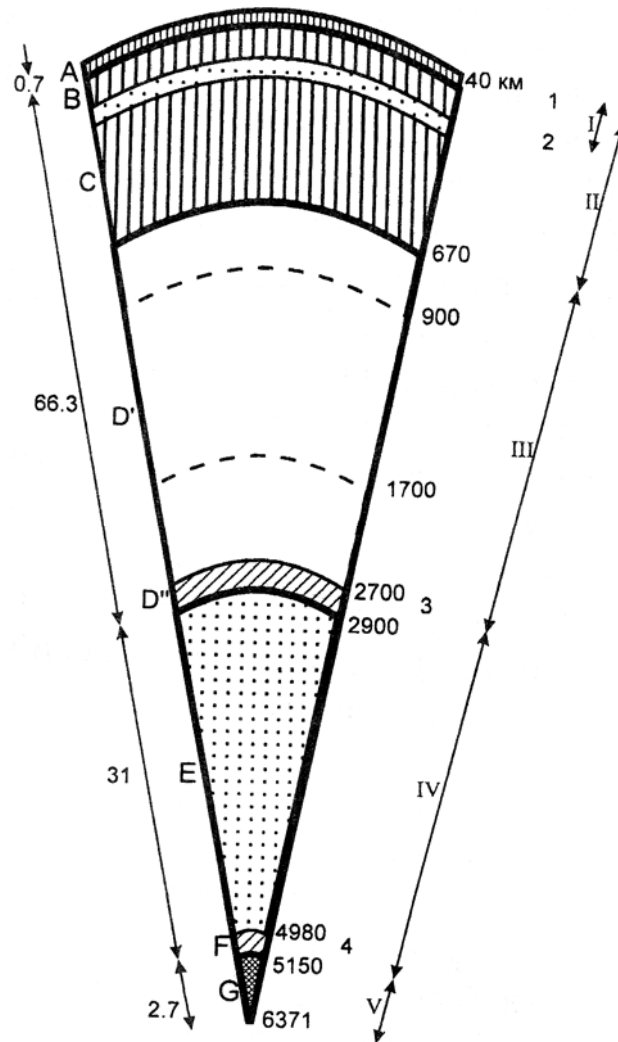


Рис. 2.2. Внутреннее строение Земли (по Н.В. Короновскому, 2007):
 Буквы слева – геосферы (по К. Буллену). Цифры слева – доля геосфер в % от
 объёма Земли. I – литосфера; II – верхняя мантия; III – нижняя мантия
 (пунктиром показаны уровни второстепенных разделов); IV – внешнее ядро;
 V – внутреннее ядро. 1 – земная кора; 2 – астеносфера; 3 – слой D^{''}; 4 –
 переходный слой

В 1940 г. русским ученым-геодезистом А.А. Изотовым была вычислена (выведена) фигура и размеры Земли и названа эллипсоидом Красовского (Ф.Н. Красовский – российский геодезист).

Размеры эллипсоида $R_p = 6378.245$ км, $R_n = 6356.863$ км. Полярное сжатие $\alpha = 1/298.25$.

Площадь поверхности Земли около 510 млн км².

Объем Земли: 1.083×10^{12} км³.

Масса: $5,98 \times 10^{24}$ кг.

Плотность (средняя) 5.52 г/см³.

Скорость вращения вокруг оси 23 ч 56 мин 4 сек.

Скорость оборота вокруг Солнца 365, 2564 звездных сут.

Скорость движения по орбите 29,76 км/с.

Ось вращения составляет с плоскостью эклиптики 66°33'.



Рис. 2.3. Строение литосферы и верхней мантии (по В.Е. Хаину и В.Н. Короновскому, 2007):

V_p и V_s – продольные и поперечные сейсмические волны

Оболочки Земли выделяются геофизическими методами. Только верхние 10–15 км доступны прямым наблюдениям. Среди геофизических методов при исследовании внутреннего строения Земли большей частью используется сейсмический метод. Из очагов землетрясений или

от искусственных взрывов распространяются сейсмические волны: Р – продольные и S – поперечные. Они меняют скорость в различных оболочках Земли и отражаются от их границ – поверхностей раздела.

Выделяют три главные оболочки Земли: земная кора, мантия и ядро (рис. 2.2, 2.3).

1. *Земная кора* – твердая внешняя оболочка Земли. Ее мощность меняется от 10–12 км под водами океанов, до 30–40 км на равнинах континентов и до 50–75 км в горных районах.

Скорость распространения сейсмических волн в нижних частях Земной коры: $V_p = 6,5–7,0$ км/с; $V_s = 3,7–3,8$ км/с.

В основании Земной коры – резкая сейсмическая граница – поверхность Мохоровичича – Мохо.

2. *Мантия Земли* распространена ниже Земной коры до глубины 2900 км. Выделяют верхнюю (до 900–1000 км) и нижнюю мантию (1000–2900 км).

В верхней мантии выделяются слои В – слой Гуттенберга и С – слой Голицына.

В верхах слоя В скорость V_p возрастает до 7,9–8,3 км/с; а V_s до 4,5–4,7 км/с.

В слое В установлена зона менее плотных «разуплотненных», «размягченных» пород, называемая *астеносферой*. Здесь наблюдается понижение V_p и V_s и повышение электропроводности. Вязкость астеносферы на 2–3 порядка ниже, чем покрывающих и подстилающих пород.

Астеносфера залегает на глубинах от 80 до 250 км под континентами, и на глубинах от 50 до 400 км под океанами.

Понижение скорости V_p и V_s объясняется частичным плавлением вещества мантии 1–10 %. Твердый надастеносферный слой мантии совместно с земной корой называется литосферой.

Ниже астеносферы V_p увеличивается и достигает на глубинах 900–1000 км 11,3–11,4 км/с, а затем медленно увеличивается до глубины 2900 км до величины 13,6 км/с.

На глубине 2900 км выделяется следующая поверхность раздела, отчленяющая мантию (нижнюю) от ядра Земли.

Ядро Земли. Здесь V_p падает с 13,6 до 8,1 км/с, а затем постепенно возрастает до 10,4–10,5 км/с. В слое F, разделяющем внешнее и внутреннее ядро, уменьшается до 9,5–10,0 км/с. Во внутреннем слое (G) увеличивается до 11,2–11,3 км/с. V_s ниже 2900 км в ядро Земли не проникают.

2.2. Агрегатное состояние Земли

Вещество литосферы находится в твердом кристаллическом состоянии, так как $T^{\circ}\text{C}$ при существующем здесь давлении не достигает точки плавления. Однако местами и внутри земной коры сейсмологи отмечают наличие отдельных низкоскоростных линз, напоминающих астеносферные слои, с которыми могут быть связаны коровые магматические узлы.

Вещество мантии, через которую проходят и V_p и V_s , находится в твердом состоянии. Однако здесь же располагается зона с пониженными V_p и V_s , а температура приближается к точке плавления. Предполагается, что в этой зоне – астеносфере – до 10% вещества может находиться в расплавленном состоянии.

Во внешнем ядре снижаются V_p , а V_s через него не проходят. Это указывает, что вещество внешнего ядра находится в жидком состоянии.

Внутреннее ядро ($V_p = 11,2\text{--}11,3$ км/с) считается твердым.

2.3. Плотность и давление Земли

Средняя плотность Земли $5,52$ г/см³. Плотность горных пород, составляющих земную кору, колеблется от $2,4$ до $3,0$ г/см³, составляя в среднем $2,8$ г/см³.

Сопоставление средней плотности Земли и плотности земной коры позволяет предполагать значительное увеличение плотности мантии и ядра.

В надастеносферной части мантии эта плотность составляет $3,3\text{--}3,4$ г/см³, в основании нижней мантии – $5,6\text{--}5,7$ г/см³.

В верхнем (внешнем) ядре плотность равна $9,7\text{--}10$ г/см³, повышаясь во внутреннем ядре до $12,5\text{--}13$ г/см³. Ускорение силы тяжести по величине изменяется от 982 см/с² до 1037 см/с² в основании нижней мантии (2900 км). В ядре ускорение силы тяжести начинает быстро падать, доходя до 0 в центре.

Таблица 2.1

Расчеты давления на различных глубинах

Глубина, км	40	100	1000	2900	6370
Давление	1×10^3	$3,1 \times 10^3$	35×10^3	137×10^3	361×10^3

2.4. Геофизические характеристики Земли

Магнитное поле. Земля – гигантский магнит с силовым дипольным магнитным полем. Различают магнитное склонение и наклонение. Полюс географический, ось вращения Земли и полюс магнитный не совпадают (рис. 2.4).

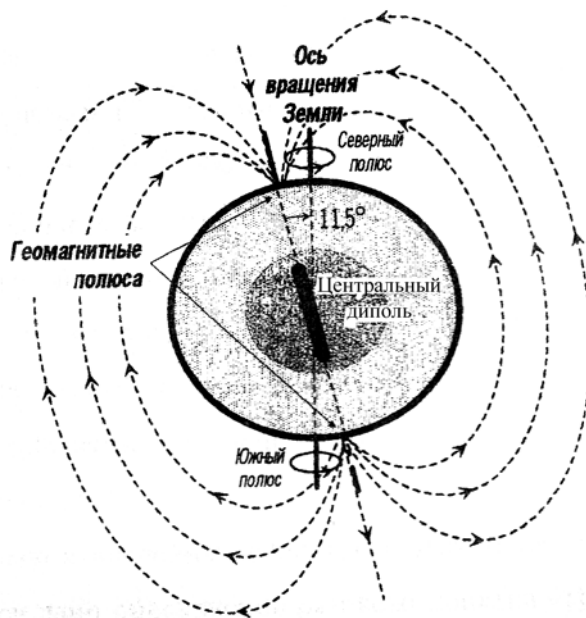


Рис. 2.4. Положение оси вращения Земли и магнитных полюсов

Магнитное склонение определяется углом отклонения магнитной стрелки компаса от географического меридиана. Оно может быть западным и восточным.

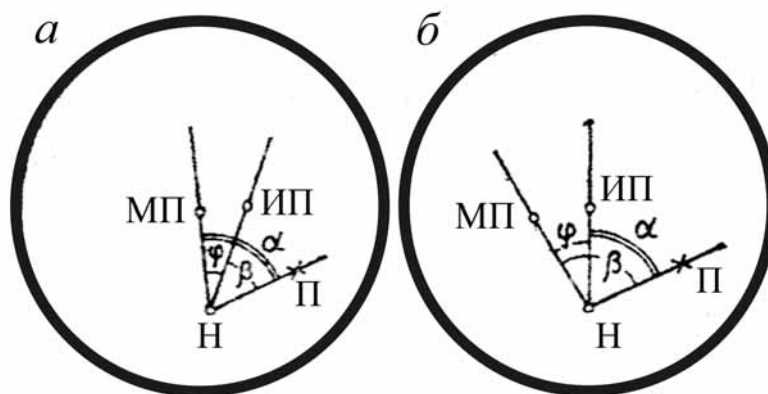


Рис. 2.5. Истинные и магнитные азимуты при восточном (а) и западном (б) склонениях:

ИП – истинный полюс; МП – магнитный полюс; Н – наблюдатель; НП – направление на визируемый предмет; Н–ИП – истинный азимут; Н–МП – магнитный азимут; φ – угол магнитного склонения

Линии, соединяющие на карте точки с одинаковыми склонениями называются *изогонами*.

Магнитное наклонение определяется углом наклона магнитной стрелки к горизонту. Максимальная величина наклонения (до 90°) наблюдается в районе магнитных полюсов. Линии, соединяющие на карте точки с одинаковым наклонением, называются *изоклинами*.

Происхождение магнитного поля Земли объясняется действием системы электрических токов, возникающих при вращении Земли в связи со сложными конвективными движениями в жидком ядре.

Установлена изменчивость геомагнитного поля во времени, называемая вариациями. Меняются величина магнитного склонения (до $10\text{--}15'$), величина горизонтальной и вертикальной составляющей. Достаточно правильные изменения этих величин в течение суток носят название *суточных вариаций геомагнитного поля*. Это связано с ионизирующим воздействием ультрафиолетового излучения солнца на слои ионосферы, перемещением здесь масс ионов, появлением электрических токов и локальных магнитных полей. Эти новообразованные поля закономерно в течение суток деформируют дипольное поле Земли, вызывая соответствующие вариации (смещения) положения магнитных полюсов в течение суток, достигающие 100 км.

Непериодические вариации геомагнитного поля обусловлены вспышками солнечной активности. С этими вспышками связываются полярные сияния, ухудшение или прекращение радиосвязи. Эти явления носят название *магнитных бурь*. При этом вариации магнитного поля по склонению достигают нескольких градусов.

Вековые вариации геомагнитного поля осуществляются в течение десятков и сотен лет. Установлено, что за последние 350 лет вариации достигают 30° по склонению и 10° по наклонению. Выявлено, что аномалии магнитного поля плавно перемещаются на запад примерно в широтном направлении со скоростью около $0,18^\circ$ в год. Это свойство называется западным дрейфом. По расчетам вследствие дрейфа наблюдаемые аномалии совершат полный оборот вокруг Земли за 1800 лет. По результатам вычисления магнитной напряженности, его значение постепенно уменьшается на $0,04\%$ в год. Если это будет продолжаться еще 2000 лет, то магнитное поле Земли может исчезнуть.

Палеомагнитные наблюдения показывают, что напряженность поля около 1500 лет назад была приблизительно в 1,5 раза выше, чем сейчас, а 5500 лет тому назад – приблизительно вдвое меньше, чем в настоящее время. Следовательно, напряженность изменилась более чем в три раза в относительно короткое для Земли время, равное нескольким тысячам лет. Она могла менять знак, совершая «инверсию поля».

Вариации магнитного поля вызывают необходимость периодического повторения магнитных измерений и пересоставления карт геомагнитного поля.

На расстоянии около 260 тыс. км от Земли геомагнитное поле ослабевает и становится соизмеримым по интенсивности с космическим магнитным полем. Эта граница называется *магнитопаузой*, а ограниченное ею околоземное пространство, попадающее в зону воздействия геомагнитного поля, называется *магнитосферой*.

На Земле имеются участки, где отмечаются местные отклонения от регионального среднего значения геомагнитного поля. Эти участки имеют различные размеры – десятки сотни метров, сотни и тысячи километров и обусловлены типом горных пород (месторождения железных руд, наличие пород, богатых магнитными минералами). Такие отклонения носят название *магнитных аномалий*. Курская магнитная аномалия связана с месторождением железистых (магнетитовых) кварцитов. Линейные магнитные аномалии фиксируют линейные тела горных пород (базальтов), богатых магнитными минералами.

Проблема происхождения магнитного поля Земли относится к ряду нерешенных вопросов. Существует несколько гипотез его происхождения. Ферромагнитная гипотеза объясняла намагниченность наличием в горных породах ферромагнетиков. Но высокая температура в недрах Земли, превышающая точку Кюри для магнитных минералов, препятствует использованию этой гипотезы. Кроме того, внешнее ядро находится в жидком состоянии и не может быть магнитным. Гипотеза не объясняет, какие факторы могли намагнитить ядро, чем определяются быстрые (сотни и тысячи лет) вариации магнитного поля (геологические процессы длятся миллионы и десятки миллионов лет).

Магнитогидродинамическая гипотеза объясняет возникновение электрического магнитного поля мантии разной скоростью вращения нижней и верхней частей жидкого внешнего ядра и тепловой конвекцией внутри его.

Палеомагнетизм. Изучение богатых железными минералами пород (базальтов, магнетитовых песчаников и др.) показало их намагниченность. Оказалось, что такая намагниченность является своеобразной «фотографией» древнего магнитного поля, существовавшего в момент формирования этих пород.

Возможность восстановления древнего магнитного поля появилась в результате изучения механизма намагничивания и создания высокочувствительных приборов – магнитометров, для измерения слабых магнитных полей.

По магнитным свойствам вещества делятся на три класса: ферромагнетики, парамагнетики и диамагнетики. Ферромагнетики, к которым относятся такие металлы как железо, никель, кобальт и др., наиболее легко намагничиваются. Механизм намагничивания ферромагнетиков состоит в переориентации магнитных моментов небольших блоков вещества – доменов под действием внешнего магнитного поля. Домены приобретают подвижность при нагревании до температуры, превышающей точку Кюри (для железа – $+770^{\circ}\text{C}$, для никеля – $+358^{\circ}\text{C}$, для кобальта – 1150°C). При остывании, переходя во внешнем магнитном поле через точку Кюри, ферромагнетики становятся постоянными магнитами, свойства которых сохраняются и при снятии внешнего поля. Этот механизм намагничивания ферромагнетиков позволяет использовать горные породы в виде своеобразных фотографий древнего магнитного поля. Действительно, если в момент своего формирования порода с ферромагнетиками испытала нагревание выше точки Кюри, то при остывании она приобрела свойства магнита, ориентированного в соответствии с существовавшим тогда геомагнитным полем. Такая приобретенная намагниченность горных пород называется термоостаточной намагниченностью. Породами, приобретшими термоостаточную намагниченность, являются магматические породы.

Есть другой тип остаточной намагниченности – **ориентационная остаточная** намагниченность. Она связана с разрушением древних пород, переносом и отложением намагниченных обломков в ориентированном магнитном поле. Последующее уплотнение закрепляет такую ориентацию магнитных частиц.

Химическая остаточная намагниченность – ориентированное осаждение ферромагнитных минералов в геомагнитном поле из минерализованных растворов.

Таким образом, в земной коре существует много образцов горных пород и минералов, «запечатлевших» ориентацию древнего магнитного поля. Измеряя направление остаточной намагниченности такой породы, можно определить углы его склонения и наклонения, а следовательно, и положение древних полюсов. Установлено, что магнитные полюса в течение последних 500 млн лет непрерывно перемещались из юго-западной части Тихого океана в район современного положения (рис. 2.6).

В истории Земли отмечались периоды быстрых (в геологических масштабах времени – мгновенных) смен полярности магнитного поля, при которых геомагнитные полюса меняются местами. Эта смена полярности магнитных полюсов, называется инверсией полюсов. Это явление довольно частое событие в истории Земли: в течение последних

70 млн лет инверсии происходили не менее 1–2 раз за каждый миллион лет. В последние 5 млн лет установлено около 20 инверсий геомагнитного поля, которые объединены в 4 эпохи относительно стабильной полярности. Эти эпохи носят собственные имена – эпоха Брюнес, Матуяма, Гаусс, Гилберт и др. (рис. 2.7).

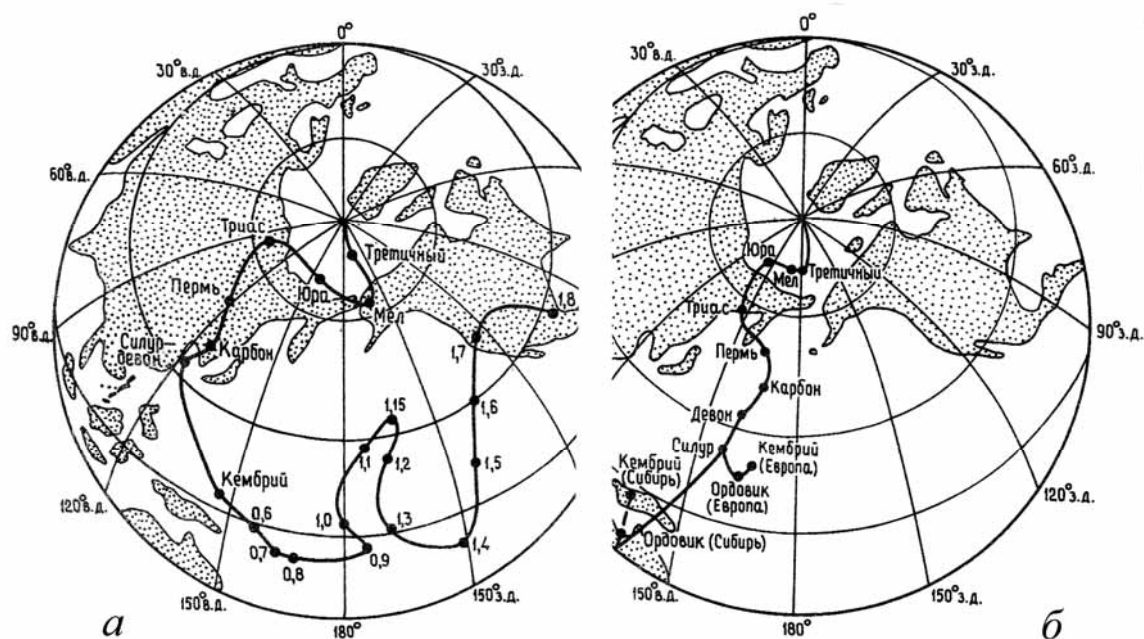


Рис. 2.6. Траектория кажущейся миграции магнитного полюса: а – для Северной Америки за последние 1.8 млрд лет; б – для Европы в фанерозойское время (по К. Сейферту, 1990)

Эти инверсии особенно хорошо фиксируются в базальтовых лавах по обе стороны от СОХ. Они повторяются симметрично по обе стороны от хребта, образуя полосовые магнитные аномалии. Возраст этих аномалий по мере удаления от СОХ закономерно удревняется, подтверждая гипотезу спрединга, раздвигания океанической коры.

Практическое использование магнитного поля Земли включает:

1. Ориентирование с помощью магнитной стрелки;
2. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых:
 - а) выявление высокомагнитных пород (например, железистых кварцитов Курской аномалии);
 - б) выявление локальных магнитных аномалий (железных руд, трубок взрыва кимберлитов).
3. Использование палеомагнитных данных для определения направления дрейфа материков. Эти данные, наряду с другими материалами, подтверждают перемещение литосферных плит.

Тепловое поле Земли. Выделяются два источника тепла Земли:

- 1) солнечное тепло; 2) тепловой поток Земли.

Солнечное тепло не распространяется глубже 25–30 м. На определенной глубине от поверхности располагается пояс постоянной температуры, равный среднегодовой температуре данной местности: в Москве на глубине 20 м = +4,2°С, в Париже – на глубине 28 м = 11,83 °С.

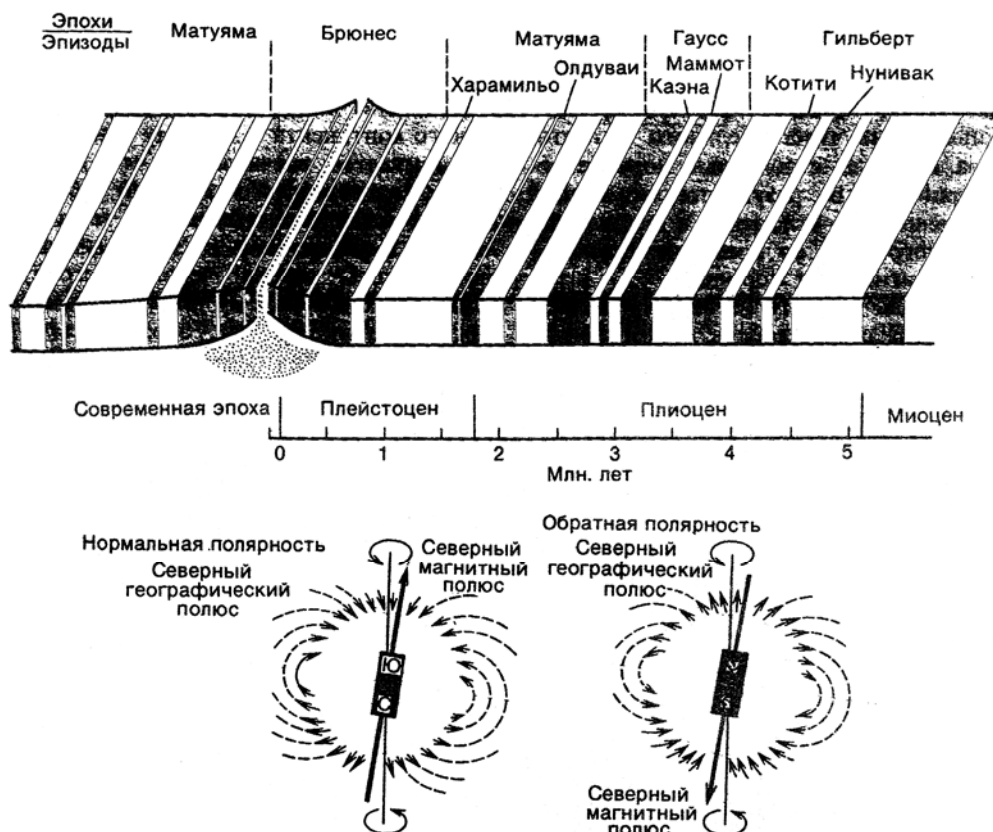


Рис. 2.7. Геохронологическая шкала инверсий магнитного поля для последних 4.5 млн лет (по А. Коксу, 1969)

Ниже пояса постоянной температуры устанавливается постепенное увеличение температуры с глубиной, обусловленное тепловым потоком, поступающим из недр Земли. Он измеряется в кал/см²с. Тепловой поток выше в зонах активного проявления вулканизма (до 6–8 мккал/см²с) и ниже (0.6–1,0 мккал/см²с) в равнинных областях.

Источники внутренней тепловой энергии Земли предположительно определены:

- 1) радиогенное тепло, связанное с распадом радиоактивных элементов (²³⁸⁻²³⁵U, ²³²Th ⁴⁰K и др.);
- 2) гравитационная дифференциация на границе мантии и ядра, сопровождающаяся перераспределением материала по плотности и выделением тепла.

Нарастание температуры в градусах Цельсия на единицу глубины (на 1 км) называется *геотермическим градиентом*. Интервал глубины в метрах, на котором температура повышается на 1 °С, называется *геотермической ступенью*. И геотермический градиент и ступень различны в различных участках Земного шара, отличаясь более чем в 25 раз. Наибольший геотермический градиент 150° на 1 км отмечен в штате Орегон (США) с геотермической ступенью 6,67 м. Наименьший градиент 6 на 1 км известен в Южной Африке и ступень + 167 м.

Таблица 2.2

Химический состав Земли и земной коры

Элементы	Земля в целом	Земная кора
O	28,5–31,3 %	49 %
Fe	29,8–35,9 %	4,2 %
Mg	13,2–15,7 %	2,4 %
Si	14,3–15,1 %	26 %
Ni	1,7–2,0 %	0,0
Ca	1,6–2,3	3,3
Al	1,3–1,8	7,5
Na	0,3	2,4
K	–	2,4
H	?	1 %

В среднем геотермический градиент принимается 30°С на 1 км при ступени 33 м. Но такой градиент с глубиной должен уменьшаться. При существующем среднем градиенте на глубине 100 км $T^{\circ}\text{C} = 3000^{\circ}\text{C}$, но оттуда поступает магма с $T^{\circ}\text{C} 1100\text{--}1250^{\circ}\text{C}$.

Глубже расчет $T^{\circ}\text{C}$ идет весьма приближенно. Если считать, что ядро Земли имеет никелево-железный состав, то его температура принимается равной 4000–5000°С.

2.5. Химический состав Земли

Химический состав Земли (табл. 2.2) рассчитывается по составу метеоритов, среди которых выделяются:

- 1) железные – никелистое железо (кобальт и фосфор) ~5,6 %;
- 2) железокремниевые (сидеролиты) – железо + силикатные минералы ~1,3 %;
- 3) каменные (аэролиты) – минералы богатые железом и магнием силикатные, никелистое железо += 92,7 %.

Считается, что химический состав Земли близок среднему химическому составу метеоритов.

2.6. Строение и состав Луны

Луна – единственный естественный спутник Земли, обращающийся вокруг нее в среднем на расстоянии около 400 тыс. км. Диаметр Луны – 3475 км, масса 7.33×10^{22} кг, средняя плотность 3.3 г/см^3 . Орбита Луны составляет с плоскостью орбиты Земли угол 5° . Поскольку период вращения Луны вокруг своей оси и период обращения вокруг Земли совпадает, одна сторона Луны всегда обращена к Земле. $R_e - R_n = 1100 \text{ м}$. $V = 1 \text{ км/с}$. Обращение Луны вокруг оси составляет 27 сут 7 ч 43 мин.

Температура на поверхности Луны днем достигает $+115^\circ\text{C}$, ночью опускается до -135°C , колебание T достигает 250° . Атмосфера, которая могла бы сохранить тепло, отсутствует.

Абсолютный возраст древнейших лунных пород по образцам, собранным астронавтами, составляет 4,7 млрд лет.

Поверхность Луны, обращенная к нам, характеризуется обилием кратеров диаметром от нескольких метров до 241 км. Высота бортов крупнейшего из них достигает 4000 м. Некоторые кратеры имеют вулканическое происхождение, но подавляющее большинство – следы падения метеоритов. Имеются более обширные ровные темные области – лунные моря, которые занимают 17 % поверхности и покрыты гладким плащом лавовых потоков. Известны также борозды – рилли, лучи и морщинистые гряды.

Рилли – это извилистые каналы, которые отходят от кратеров или других понижений и спускаются к поверхности лунных морей. Предполагается, что они возникли либо в результате обрушения пустот в лавовых потоках, либо возникли вследствие процессов лунной эрозии.

Лучи образованы материалом, выброшенным или выплеснутым из кратеров при ударах падавших тел.

Морщинистые гряды образованы скорее всего изолиниями лавы вдоль зон разломов.

В отличие от обращенной к нам стороне на обратной стороне Луны кратеров меньше и имеется только несколько морей.

Лунная поверхность усеяна небольшими камнями и покрыта метеоритной пылью, зернами минералов и стекловатыми частицами. Все эти материалы составляют лунный грунт или *лунный реголит*. Его мощность в отдельных местах достигает 6 м.

Космонавты «Аполлона-17» нашли «оранжевый грунт», представляющий собой вулканическое стекло, обогащенное Fe и Ti.

В отличие от Земли сила тяжести на Луне составляет 1/6 силы тяжести Земли. Исследования гравитационного поля Луны показали наличие глубинных скоплений плотных масс под лунными морями на

стороне, обращенной к Земле, так называемые масконы. Избыточные массы вызывают небольшое отклонение формы Луны от сферической. Луна имеет слабое магнитное поле неизвестного происхождения. Некоторые лавовые потоки обнаруживают слабое намагничивание. Возможно, что когда-то Луна имела небольшое активное жидкое ядро, создавшее магнитное поле. Затем это ядро затвердело.

На Луне действуют только процессы, связанные с гравитационным переносом – обвалы и оползни. Отсутствие атмосферы и воды позволяет лунному рельефу сохраняться миллиарды лет. При этом установлено, что главная масса метеоритного материала попала на Луну в ранний период ее истории.

Большинство лунных пород имеет магматическое происхождение. По составу они сходны с земными базальтами и содержат все те химические элементы, которые имеются в земных породах. Часть лунных пород представлена обломками метеоритов. Слоистых осадочных пород на Луне нет, но имеются слоистые породы вулканического происхождения.

Лунная кора имеет слоистое строение до глубины 65 км. Самый верхний слой (2–3 км) сложен разрушенными породами и рыхлым лунным грунтом. Второй слой до глубины 25 км – лунными базальтами, и третий – 25–65 км – ультраосновные породы земного типа.

Резкое изменение сейсмических свойств на глубине 65 км фиксирует переход к лунной мантии, нижняя граница которой фиксируется на глубине 600 км. Ядро Луны имеет диаметр 1500 км. Вопрос о его строении остается открытым. На Луне отмечаются лунотрясения, которые, скорее всего, связаны с гравитационными явлениями, поскольку усиливаются при приближении Луны к Земле.

Исследуя образцы лунного грунта, российские ученые впервые обнаружили в нем частицы самородного молибдена, сульфида серебра и твердого раствора железа и олова.

Вопросы для самоконтроля

1. Каковы форма и размеры Земли?
2. Охарактеризовать методы изучения внутреннего строения Земли.
3. Каким границам соответствуют разделы Мохоровичича и Гуттенберга?
4. Что такое геотермический градиент и геотермическая ступень?
5. Дать определение магнитного склонения и магнитного наклона.
6. Охарактеризовать строение и состав Луны.

ГЛАВА 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛАХ И ПОРОДАХ

3.1. Минералы

Вещество земной коры и мантии Земли состоит из минералов, которые разнообразны по составу, строению, форме и свойствам.

В настоящее время нет единого установившегося понятия «минерал». И все-таки можно принять следующее определение: «Минерал представляет собой природную физически и химически индивидуализированную гомогенную часть земной коры, обладающую определенным химическим составом и кристаллической структурой». Совокупность минералов, обладающих близким химическим составом и одинаковой структурой, образуют минеральный вид. В настоящее время выделено более 3 тыс. минеральных видов и почти столько же разновидностей. Другая особенность минералов их относительная однородность. Она обусловлена определенным химическим составом и закономерным расположением соответствующих атомов в структуре, т.е. закономерной кристаллической решеткой (рис. 3.1).

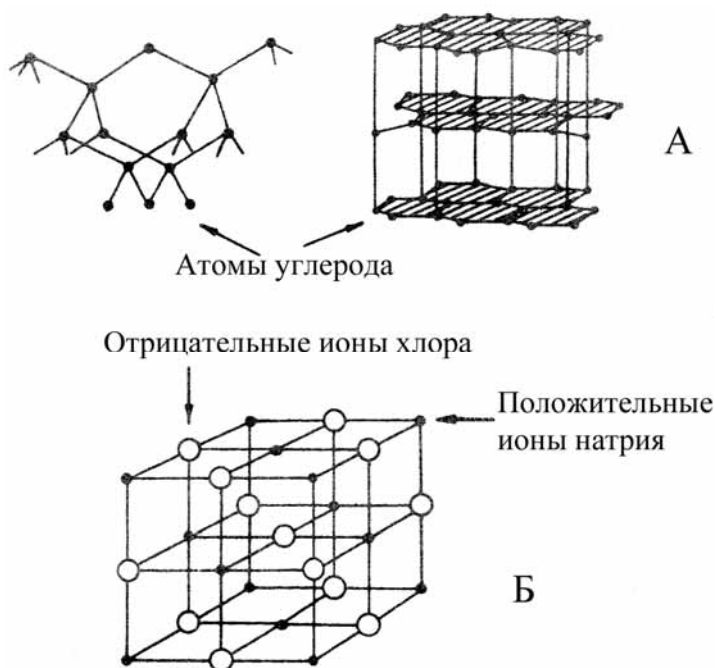


Рис. 3.1. Кристаллические решётки алмаза (слева) и графита (справа) (А). Ионы хлора и натрия в кристаллической структуре галита (Б)

С особенностями состава и структуры связаны определенные физические свойства и характерные геометрические формы минералов. Кристаллами называют минералы, обладающие правильными геометрическими формами.

Размер минеральных индивидов варьирует в весьма широких пределах. Самый минимальный размер индивидов составляет несколько нанометров ($10^{-6} - 10^{-9}$ м). Подобные наноиндивиды известны в различных рентгеноаморфных образованиях, например в железомарганцевых конкрециях или продуктах распада изоморфных минеральных систем. Максимальный размер минеральных индивидов точно не установлен и достигает первых десятков метров. Самым крупным из известных ограниченных кристаллов является кристалл берилла из Мадагаскара длиной 13 м и толщиной 3.5 м. В Боливии найден кристалл кварца с ограниченной вершиной высотой около 50 м. Соответственно, Н.П.Юшкин предлагает выделять мегаминералы (размером более 1 м), макроминералы различимые визуально (10^{-4} м), микроминералы различимые в оптическом микроскопе (10^{-5} м) и наноиндивиды ($10^{-6} - 10^{-9}$ м).

Форма, физико-химические свойства наноиндивидов (температура плавления, реакционная способность, электропроводность, магнитность, прочность) существенно отличаются от макро- и микроиндивидов. Например, температура плавления макрозёрен золота 1064°C , а наноиндивидов величиной 4 нм – 427°C . При радиусе частиц кварца в 100 нм растворимость частиц разного радиуса примерно одинакова, при уменьшении радиуса до 1 нм растворимость увеличивается на три порядка.

В принципе все минералы являются кристаллическими. Даже внешне бесформенные «аморфные минералы», образовавшиеся из коллоидных растворов, при исследовании их рентгеновскими лучами или другими методами также обнаруживают кристаллическое строение. Такие минералы состоят из мелких микроскопических или субмикроскопических кристаллических кристаллов (наноиндивидов) с упорядоченными или неупорядоченными структурами.

Кристаллическое строение определяет форму кристаллов и его физические свойства. При этом в кристаллической решетке атомы одних элементов могут замещаться атомами других элементов, близких по размеру и свойствам.

Например, в кальците CaCO_3 Ca^{2+} ионный радиус 1,04 Å может замещаться Mn^{2+} с ионным радиусом 0,91 Å. Таким образом, между кальцитом и родохрозитом (MnCO_3) может образовываться и существовать непрерывный ряд минералов типа $\text{Ca},\text{Mn}(\text{CO}_3)_2$. Такое замещение носит название изоморфизма. Непрерывный изоморфный ряд наблюдается в

плагиоклазах ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), в оливине ($\text{Mg}_2\text{SiO}_4 \rightarrow \text{Fe}_2\text{SiO}_4$) и ряде других минералах.

Полиморфизм – способность минералов изменять в определенных физико-химических условиях свою кристаллическую структуру, а следовательно, внешнюю форму и физические свойства, не меняя химический состав, что подтверждается переходом алмаза в графит и наоборот (рис. 3.1).

Минералы встречаются или в виде отдельных кристаллов и их сростков, или, что значительно чаще, в виде зернистых агрегатов. Минералы чаще всего образуют сростания или агрегаты, в каждом из которых отдельные минералы характеризуются внешним обликом – размером и формой выделения. Если минерал хорошо огранён, он называется идиоморфным, если обладает неправильными очертаниями – ксеноморфным. В некоторых случаях два или более кристаллов одного и того же минерала прорастают друг друга в определённой геометрической позиции с образованием сдвойникованных кристаллов.

Кристаллы минералов бывают изотропными, в которых все физические свойства одинаковы по всем направлениям, и анизотропными, т.е. неравностойственными в различных направлениях.

подавляющее большинство минералов в земной коре находится в твердом состоянии и лишь незначительная часть в жидком (ртуть), и даже газообразном состоянии (углекислый и сернистый газы, сероводород).

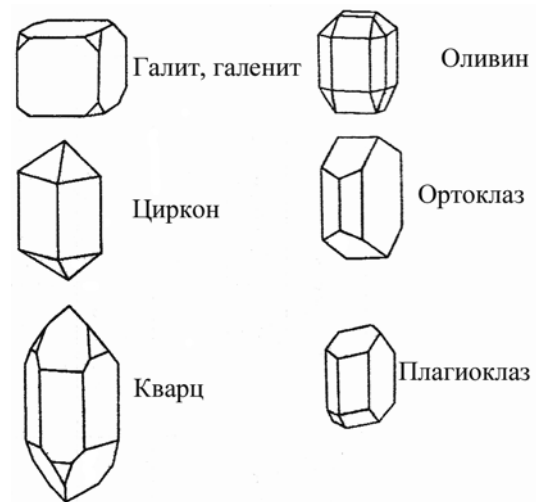
Одни минералы встречаются в горных породах часто и присутствуют в них в больших количествах. Они составляют основную часть горных пород и называются *породообразующими*. Другие минералы встречаются в породах значительно реже, являются второстепенными и необязательными составными частями и называются *акцессорными*.

Минералы, кроме химического состава, обладают и отличаются друг от друга физическими, оптическими, механическими и электрофизическими свойствами.

Физические свойства минералов включают *морфологию кристаллов* или их форму (габитус), которая определяется кристаллическим строением. Форма кристаллов более или менее постоянна для каждого минерала и облегчает определение последних (рис. 3.2).

Часто в природных условиях, благодаря воздействию различных внешних факторов, меняется форма граней, их величина и даже количество. Соответственно могут меняться размеры и количество ребер кристаллов. Но углы между соответствующими гранями для определенного минерала всегда остаются постоянными. Это свойство сформулировано в виде основного закона кристаллографии – *закона постоянства граничных углов*.

Рис. 3.2. Характерные формы кристаллов некоторых минералов



Оптические свойства минералов включают цвет минерала в куске, цвет минерала в порошке (черта), блеск и прозрачность.

Механическими свойствами считаются излом, спайность, твердость, удельный вес, ковкость, упругость.

Электрофизические свойства включают электропроводность, люминесценцию и термолюминесценцию, термостимулированную электромагнитную эмиссию.

Некоторым минералам присущи только им характерные свойства. Для карбонатов – их способность вступать в реакцию с соляной кислотой («вскипать»). Для кальцита (исландского шпата) характерно свойство сильного двойного лучепреломления. Магнетит обладает резко выраженной магнитностью. Галоидные минералы (галит – NaCl, сильвин – KCl) легко растворяются в воде и обладают характерным вкусом.

Классификация минералов основана на химическом составе и кристаллическом строении минералов, т.е. она является кристаллохимической. Минералы состоят из химических элементов и их соединений. Однако не все элементы играют одинаковую роль в минералообразовании. Наиболее широким распространением пользуются лишь девять химических элементов, составляющих основную часть минералов и горных пород в земной коре.

Главную роль в составе земной коры играет кислород – 49 %, кремний – 26 %, алюминий – 7,5 %, железо – 4,2 %, кальций – 3,3 %, натрий – 2,4 %, магний – 2,4 %, калий – 2,4 % и водород – 1 %. На долю всех остальных химических элементов в земной коре приходится около 1,9 %.

Главную роль в составе земной коры играет кислород – 49 %, кремний – 26 %, алюминий – 7,5 %, железо – 4,2 %, кальций – 3,3 %, натрий – 2,4 %, магний – 2,4 %, калий – 2,4 % и водород – 1 %. На долю всех остальных химических элементов в земной коре приходится около 1,9 %.

Таблица 3.1

Классификация минералов

<p>I класс. Самородные элементы</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Графит – С 2. Алмаз – С 3. Сера –S 4. Золото –Au 	<p>II класс. Сульфиды</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Пирит – FeS₂ 2. Халькопирит – CuFeS₂ 3. Галенит – PbS 4. Сфалерит – ZnS 5. Молибденит – MoS₂ 6. Киноварь – HgS
<p>III класс. Окислы и гидроокислы</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Кварц – SiO₂ 2. Опал – SiO₂ × nH₂O 3. Магнетит – Fe₃O₄ (FeO × Fe₂O₃) 4. Гематит – Fe₂ 5. Лимонит – Fe₂O₃ nH₂O 	<p>IV класс. Галоиды</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Галит – NaCl 2. Сильвин – KCl 3. Флюорит – CaF₂
<p>V класс. Соли кислородных кислот</p> <p>Подкласс 1. Соли угольной кислоты (карбонаты)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Кальцит – CaCO₃ 2. Доломит – Ca, Mg(CO₃)₂ 3. Магнезит – MgCO₃ 4. Сидерит – FeCO₃ 	<p>Подкласс 2. Соли серной кислоты (сульфаты)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Гипс – CaSO₄ 2H₂O 2. Ангидрит – CaSO₄ <p>Подкласс 3. Соли фосфорной кислоты (фосфаты)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Апатит – Ca₅(PO₄)₃ (F, Cl)
<p>Подкласс 4. Соли кремниевых кислот (силикаты)</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Оливин – (Mg, Fe)₂ [SiO₄] 2. Гранаты – (Ca, Mg, Fe²⁺, Mn)₃ (Al, Cr, Fe³⁺) [SO₄]₃ 3. Роговая обманка (Ca, Na)₂ (Mg, Fe²⁺)₄(Al, Fe³⁺) [(Si, Al)₄O₁₁]₂ 4. Пироксены – Ca(Mg, Fe, Al) [(SiAl)₂ O₆], 5. Тальк – Mg₃ (Si₄O₁₀) (OH)₂ 6. Серпентин – Mg₆ (Si₄O₁₀) (OH)₈ 7. Каолинит – Al₄ (Si₄O₁₀) (OH)₈ 8. Мусковит – KAl₂ (Si₃AlO₁₀) (OH)₂ 9. Биотит – K(Mg, Fe, Al)₃ (Si₃AlO₁₀) (OH, F)₂ 10. Хлориты – Mg₆ (Si₄O₁₀) (OH)₈ – Mg₄Al₂(Si₄O₁₀) (OH)₈ 11. Полевые шпаты: <ol style="list-style-type: none"> 11.1. Плаггиоклазы – NaAlSi₃O₈ – альбит, CaAl₂ Si₂O₈ – анортит Альбит – олигоклаз – андезин – лабродор – битовнит – анортит 11.2. Калиевые полевые шпаты – ортоклаз и микроклин – KAlSi₃O₈ 12. Нефелин – NaAlSiO₄ 	

Поскольку в земной коре наиболее распространенными химическими элементами являются кислород (49 %), кремний (26 %) и алюми-

ний (7,5 %) – большинство породообразующих минералов содержат именно эти элементы в своем составе.

Все минералы по химическому составу подразделяются на несколько классов, различающихся между собой типом химических соединений. Классы, в свою очередь, подразделяются на подклассы, а последние – на группы минералов.

В курсе общей геологии рассматриваются лишь наиболее распространенные минералы, относящиеся к следующим классам: самородные элементы, сульфиды, окислы и гидроокислы, галоидные соединения, соли кислородных кислот – карбонаты, сульфаты, фосфаты и силикаты (табл. 3.1). Нужно подчеркнуть, что минералы в природе образуют закономерные скопления – так называемые парагенетические ассоциации, т.е. ассоциации минералов, образующихся при определенных условиях. Знание парагенетических ассоциаций позволяет при находке одних минералов предполагать и искать более редкие и ценные минералы.

3.2. Горные породы

Горные породы представляют собой закономерные агрегаты минералов и характеризуются более-менее постоянным составом.

Горная порода, состоящая из одного минерала, называется *мономинеральной*. Мономинеральными являются кварцит, состоящий из одного кварца; известняк – из кальцита, доломит – из доломита; магнезит – из магнезита и т.д.

Горные породы, состоящие из различных породообразующих минералов, называются *полиминеральными*. Полиминеральным является гранит, состоящий из кварца, полевых шпатов, слюд, роговой обманки; габбро, в составе которого присутствуют пироксены, роговые обманки, плагиоклазы, оливин и др.

Строение пород определяется структурой и текстурой.

Структура определяет строение минерального агрегата породы по форме зерен, их размерам, состоянию. Так, если порода состоит из кристаллических зерен, то говорят о кристаллической структуре. Если преобладает стекловатая масса, говорят о стекловатой структуре. В случае присутствия в стекловатой массе вкрапленных кристаллических зерен определяют порфириковую структуру. Если порода состоит из обломков, говорят об обломочной структуре.

Породы с неразличимыми на глаз зернами называются скрытнокристаллическими или афанитовыми.

Текстура определяется характером соотношения между составляющими породу минералами, а также способом заполнения ими про-

странства. Она бывает плотная или массивная, пористая, шлаковая или пузыристая, миндалекаменная, полосчатая, брекчиевидная.

Состав и строение горных пород (структура и текстура) позволяют определить условия их образования (генезис). По своему происхождению горные породы делятся на три генетических группы:

1. Магматические породы, образующиеся из застывающего на различных глубинах и в различных условиях силикатного расплава – магмы.

2. Осадочные породы, образующиеся на поверхности Земли в результате экзогенных процессов.

3. Метаморфические породы, образовавшиеся из любых других пород при воздействии на них высоких температур и давлений, а также различных газообразных и жидких веществ.

3.2.1. Магматические горные породы

Минеральный состав магматических пород обусловлен химическим составом того расплава, при застывании которого эти породы образуются. Преобладающими породообразующими минералами магматических пород являются силикаты и алюмосиликаты.

Химический состав магматических пород определяется в лабораториях с большой точностью и приводится в виде окислов в следующей последовательности: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , CO_2 , H_2O , п.п.п, сумма которых составляет около 99 %.

По химическому валовому составу породы, зная химический состав отдельных минералов, можно рассчитать минеральный состав породы. И наоборот, зная минеральный состав породы и химический состав отдельных минералов, можно рассчитать валовой химический состав породы.

По химическому составу, в основном, по содержанию SiO_2 , магматические породы подразделяются на ультраосновные ($\text{SiO}_2 < 45\%$), основные ($\text{SiO}_2 = 45\text{--}52,5\%$), средние ($\text{SiO}_2 = 52,5\text{--}65\%$) и кислые ($\text{SiO}_2 = 65\text{--}75\%$ и более).

В зависимости от глубины, на которой застывает магма, магматические породы делятся на две группы: 1) *интрузивные глубинные*, образовавшиеся при застывании магмы на глубине в земной коре; 2) *излившиеся или эффузивные*, возникшие при застывании магмы или лавы на поверхности.

Кроме того, среди интрузивных глубинных пород выделяются собственно *глубинные или абиссальные, полуглубинные или гипабиссальные и жильные*. С излившимися породами – вулканитами – связаны продукты, возникающие при вулканических извержениях. При извержениях в воздух вместе с парами воды и газами выбрасываются обломки пород,

минералов и куски лавы. Размеры обломков варьируют в очень широких пределах – от десятков метров до миллиметров. Оседая на поверхности, этот обломочный материал образует вулканогенные породы, называемые пирокластическими, т.е. огненно-обломочные.

Условия застывания магмы на глубине и лавы на поверхности различны, и поэтому образующиеся породы резко отличаются друг от друга. Существование пород с переходными (промежуточными) свойствами указывает на постепенность изменения условий с глубины к поверхности.

Поднимаясь с глубины Земли к поверхности, магма переходит из обстановок высоких температур и давлений к обстановкам с низкими давлениями и температурами. При этом магма теряет растворенные в ней газы (до 6%) и изливается в виде лавы.

В глубоких слоях Земли застывание и кристаллизация магмы происходит медленно при постепенном снижении температуры, при наличии летучих компонентов, способствующих кристаллизации. В результате происходит рост кристаллов и возникает полнокристаллическая структура, характерная для глубинных пород.

При излиянии магмы в виде лавы на поверхность Земли она попадает в условия низких температур и низких давлений. В магме резко уменьшается количество растворенных газов. Быстрое охлаждение препятствует нормальному росту кристаллов. В результате образуется или сплошная, аморфная масса, подобная стеклу (стекловатое, микрокристаллическое или афанитовое строение – структура), в которой отдельные кристаллы можно различить только под микроскопом.

Кроме того, для излившихся пород характерна порфирировая структура, обусловленная наличием кристаллических минералов – вкрапленников в скрытокристаллической афанитовой массе. Образование порфирировой структуры объясняется кристаллизацией отдельных минералов-вкрапленников еще во время подъема магмы из глубины к поверхности. При этом основная часть породы, содержащая вкрапленники, быстро застывает в виде стекловатой массы на поверхности Земли.

Для полуглубинных пород характерны мелкозернистая и порфирировидная структуры.

Ультраосновные породы (SiO_2 менее 45 %) состоят преимущественно из оливина и пироксена и в интрузивной фации представлены дунитами (преобладает оливин), пироксенитами (преобладает пироксен) и перидотитами (оливин + пироксен). Редкие эффузивные аналоги включают пикриты и коматииты.

Основные породы (SiO_2 от 45 до 52.5 %) включают интрузивное габбро и наиболее широко распространённые на Земле излившиеся базальты.

Средние породы (SiO_2 от 52.5 до 65 %) среди интрузивных разновидностей включают диорит (с преобладанием среди силикатных минералов плагиоклазов), сиениты (микроклин-ортоклаз) и нефелиновые сиениты (присутствует нефелин). Излившиеся аналоги представлены соответственно андезитом, трахитом и фонолитом.

Кислые породы (SiO_2 более 65 %) характеризуются присутствием кварца и включают интрузивные граниты и гранодиориты и излившиеся риолиты (липариты) и дациты.

Жильные породы образуются из магмы любого состава и соответственно имеют минеральный состав, соответствующий составу глубинной породы. Структура их обычно кристаллическая мелкозернистая или порфировидная. В последнем случае крупные включения минералов заключены в мелкозернистую основную массу.

Мелкозернистые жильные породы гранитного состава, сложенные исключительно светлоокрашенными минералами, называют аплитами. Породы, обогащенные темноокрашенными минералами, называют лампрофирами.

В случае кристаллизации жильных пород из магмы, обогащенной летучими компонентами, образуются крупнокристаллические пегматиты. Размеры кристаллов в пегматитах достигают первых сантиметров, десятков сантиметров и даже метров. Минеральный состав пегматитов соответствует составу родоначальной магмы (гранитные и сиенитовые пегматиты, габбро-пегматиты и т.д.). Нередко в гранитных пегматитах кристаллы кварца и полевого шпата закономерно прорастают друг в друга, образуя на поперечном срезе породы рисунок, напоминающий древние письмена. Такая разновидность пегматита носит название письменного гранита или еврейского камня.

Пирокластические породы представляют собой скопление материала, выброшенного в воздух при вулканических извержениях

Пирокластические породы в начальный период представляют собой рыхлую фазу, а впоследствии со временем литифицируются.

В зависимости от размеров обломочного материала здесь выделяют глыбовые (более 200 мм), агломератовые (200–50 мм), псефитовые или лапиллиевые (50–2 мм), псаммитовые (2,0–0,1 мм), алевритовые (0,1–0,01 мм) и пелитовые (менее 0,01 мм) разновидности.

Эксплозивно-обломочные породы состоят большей частью (более 50 %) из взрывного материала. Термин «взрыв» означает явление вулканического взрыва, обычно сопровождающееся выбросами

большого количества пирокластического материала и газов. В этом типе выделяются: *тефра* – рыхлый пирокластический материал; *спекшийся туф* – порода, состоящая из пирокластического материала, сцементированного слабо раскристаллизованным стеклом с реликтами пепловых частиц; *игнимбрит* – порода, состоящая из плотной массы сильно растянутых и причудливо деформированных пепловых частиц, расположение которых создает флюидальную текстуру, а в основной массе породы заключены порфиридные выделения (фенокристаллы) и «фьямме» – стекловатые линзы, в различной степени раскристаллизованные, с неровными, нередко расщепляющимися концами; *туфы* – горная порода, образованная из твердых продуктов вулканических извержений, впоследствии уплотненных и сцементированных.

По характеру обломков среди туфов выделяются: литокластические, состоящие из обломков пород; кристаллокластические, состоящие из обломков минералов; витрокластические, состоящие из обломков стекла; и смешанные туфы.

По составу обломков и кусков лавы бывают: базальтовые, андезитовые, дацитовые, трахитовые, риолитовые или липаритовые.

Осадочно-пирокластические породы имеют в своем составе существенную, но подчиненную (10–50 %) примесь осадочного материала к пирокластическому и называются *туффитами*.

Пирокласто-осадочные породы содержат существенную, но подчиненную (10–15 %) примесь пирокластического материала к осадочному. Здесь выделяются *туф-конгломераты*, *туфогравелиты*, *туфопесчаники* и *туфоалевролиты*. Для этих пород наряду с типичным осадочным характерен свежий осадочный материал, отсутствие или слабые признаки его окатывания.

3.2.2. Осадочные горные породы

Осадочные горные породы образуются на поверхности Земли в результате действия различных внешних сил и жизнедеятельности организмов. При этом происходит разрушение уже существующих горных пород и последующее отложение продуктов разрушения. Выделяются рыхлые осадки и сцементированные (литифицированные) осадочные породы. Осадки и осадочные породы делятся на три группы: 1) обломочные или кластические осадки; 2) хемогенные; 3) органогенные.

Строение осадочных пород характеризуется их структурой, определяющейся, главным образом, величиной и формой обломков или кристаллов. Важнейшим структурным признаком осадочных пород является слоистость, образование которой связано с условиями накопления осадков в водных или наземных условиях и влиянием гравитационных сил.

Осадочные породы цементируются разнообразным материалом, что определяет их плотность (пористость) и прочность. *Состав цемента* может быть разнообразным и зависит от состава химически растворенных веществ, выпадающих из вод, циркулирующих между обломками. Цемент бывает известковым, кремнистым, фосфатным, железистым и т.д. *Плотность или пористость* породы определяет её проницаемость и коллекторские свойства для возможного накопления залежей воды, нефти и газа.

Обломочные или кластические осадки и осадочные породы возникают в процессе накопления продуктов механического разрушения и денудации исходных материнских пород. Поэтому в основной массе обломочные осадочные породы состоят из устойчивых к процессам выветривания минералов или обломков пород.

Таблица 3.2

Классификация грубообломочных пород (псефитов)

Обломки		Рыхлые породы		Сцементированные породы	
Размеры, мм	Названия	Окатанные обломки	Угловатые обломки	Окатанные обломки	Угловатые обломки
>1000	Глыбы	Глыбы	Глыбы	Глыбовые брекчии	
1000–100	Валуны	Валунник	Валунник	Валунный конгломерат	Валунная брекчия
100–10	Галька, щебень	Галечник	Щебень	Галечный конгломерат	Щебеночная брекчия
10–2	Гравий, дресва	Гравий	Дресва	Гравелит	Дресвяная брекчия, дресвяник

По величине и форме частиц среди обломочных пород выделяются: грубообломочные (псефиты) с размером обломков более 2 мм; – среднеобломочные (псаммиты) – от 2 мм до 0,1 мм; мелкообломочные (алевриты) – от 0,1 до 0,01 мм; пелиты (глины) – менее 0,01 мм.

Грубообломочные породы включают рыхлые и сцементированные разности. Среди рыхлых и сцементированных пород выделяют разности, сложенные окатанными и угловатыми обломками (табл. 3.2).

Среднеобломочные породы (псаммиты) включают рыхлые и сцементированные обломочные породы с размерами частиц от 2 мм до 0,1 мм (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Классификация среднеобломочных пород (псаммитов)

Размер части, мм	Рыхлые пески	Сцементированные песчаники
2–1	Грубозернистые	Грубозернистые
1–0,5	Крупнозернистые	Крупнозернистые
0,5–0,25	Среднезернистые	Среднезернистые
0,25–0,01	Мелкозернистые	Мелкозернистые

По составу обломочного материала пески и песчаники могут быть *мономиктовыми*, т.е. состоящими из обломков одного минерала (например, кварцевые пески и песчаники), *олигомиктовыми*, состоящими из обломков двух минералов (кварц-полевошпатовые или аркозовые пески и песчаники) и *полимиктовые*, состоящие из обломков многих минералов и пород (например, граувакковые, сложенные обломками слюд, полевых шпатов, кварца, пород вулканического и метаморфического происхождения).

Цемент или цементирующая обломочный материал масса в песчаниках может быть представлена глинистым, карбонатным, кремнистым, железистым, фосфатным и другим материалом.

В большинстве случаев песчаники обладают слоистыми текстурами (горизонтальной, косой, линзовидной и др.). На поверхностях наслоения отмечаются текстурные знаки: отпечатки капель дождя, волноприбойные знаки, рябь течения, следы жизнедеятельности животных и др.

Пески и песчаники разнородны по происхождению. Они могут возникать в речных системах, морских, озерных водоемах, иметь эоловое происхождение.

Мелкообломочные породы также представлены рыхлыми (алевриты) и сцементированными (алевролиты) разностями. Среди них выделяются крупнозернистый (0,1–0,05 мм) и мелкозернистый (0,05–0,01 мм) алеврит и алевролит.

По составу обломочного материала эти породы подразделяются на *моно-*, *олиго-* и *полимиктовые* разности. Им также присущи горизонтально-, косо-, волнисто- и линзовиднослоистые текстуры.

По своему происхождению алевриты и алевролиты могут быть морскими, озерными, речными, эоловыми и т.д. К категории мелкообломочных пород относятся лёссы, лессовидные суглинки и супеси.

Пелиты (глины) являются результатом накопления тончайших механических частиц и продуктов химического разложения силикатных минералов в виде мельчайших частиц (менее 0,01). Основными породообразующими минералами являются каолинит $[Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8]$, мон-

тмориллонит, нонтронит, галлуазит, гидрослюды и др. Второстепенное значение имеют кварц, слюды, полевые шпаты.

В зависимости от минерального состава глины подразделяются на мономинеральные и полиминеральные. Текстуры глин горизонтально-слоистые, реже – массивные, комковатые и брекчиевидные. Окраска их разнообразна: от белой до черной и зависит от состава глинистых минералов и красящих примесей (окислов железа, органического вещества, глауконита).

Глины с большим содержанием глинистых минералов называются жирными, обогащенные песчаным материалом – тощими.

Глины обладают пластичностью, т.е. способностью во влажном состоянии принимать под давлением любую форму и сохранять ее по прекращению этого воздействия.

Глины характеризуются влагоёмкостью, т.е. способностью поглощать большое количество воды и увеличивать свой объем при этом на 45–70 %. После полного насыщения водой они становятся водонепроницаемыми и служат флюидоупором и водоупором, крышкой для нефтяных и газовых залежей.

Глины в процессе литификации (уплотнения, дегидратации и цементации) превращаются в плотные литифицированные породы – *аргиллиты*. Аргиллиты обладают пелитовой и алевро-пелитовой структурой при слоистой и массивной текстуре. Окраска их обычно темных тонов – серая, зеленовато-серая, черная, бурая.

Хемотрогенные осадки и осадочные породы образуются, главным образом, в водных бассейнах в результате осаждения веществ при химических процессах.

Среди хемотрогенных осадков и осадочных пород выделяются: *глиноземистые породы* (латериты и бокситы); *железистые породы* (железистые кварциты магнетитовые и гематитовые, бобовые болотные и озерные руды); *марганцевые породы* (пиролюзит – MnO_2 , металлоносные марганецсодержащие осадки и железо-марганцевые конкреции); *фосфатные породы* (фосфориты); *кремнистые породы* (трепела, гейзериты, кремнистые туфы и яшмы); *карбонатные породы* (известковые туфы, известняки, мергели, доломиты, магнезиты, сидериты); *галоидные породы* (каменная соль и сильвиновая порода); *сернокислые (сульфатные) породы* (ангидрит, гипс и мирабилитовая порода).

Органогенные осадки и осадочные породы возникли в результате процессов, в которых принимали участие организмы, или они полностью сложены органическим веществом. Среди них выделяются *кремнистые породы* (диатомиты и радиоляриты); *карбонатные породы*

(биогенные и органогенно-детритовые известняки, известняки ракушечники, мел); *каустобиолиты*.

К каустобиолитам или «горючим камням» относятся горючие ископаемые органогенные породы, состоящие в основном из углерода или смесей углеводов. По составу, свойствам и условиям образования среди природных каустобиолитов выделяются сапропелевые, гумусовые (угольный ряд) и нефтяные породы (нефтяной ряд).

Сапропелевый ряд включает сапропели и горючие сланцы.

К гумусовому ряду относятся торф и ископаемые угли (бурые, каменные и антрацит).

К каустобиолитам нефтяного ряда относятся нефть, битумы (озокерит, асфальт) и горючие газы.

3.2.3. Метаморфические породы

Метаморфические породы образуются путем перекристаллизации магматических, осадочных, а иногда и уже существующих метаморфических пород под воздействием высокой температуры, высокого давления и различных химически активных растворов.

Для метаморфических пород характерна полнокристаллическая структура, сланцеватая или полосчатая текстура. Образование сланцеватости и полосчатости связано с новообразованными минералами – обычно листоватыми (слюды), таблитчатыми (роговая обманка, полевые шпаты) игольчатыми (актинолит и др.). Сланцеватость и полосчатость могут совпадать со слоистостью, но часто не совпадают с ней, располагаясь под различными углами.

Среди метаморфических пород различают *ортопороды*, возникшие за счет магматических пород, и *парапороды*, возникшие за счет осадочных пород.

Среди метаморфических пород выделяются: *глинистые сланцы, филлиты, хлоритовые, слюдяные, роговообманковые нередко гранатсодержащие сланцы, глаукофановые, тальковые сланцы, гнейсы, роговики и скарны, кварциты и мрамора, эклогиты*.

3.3. Типы и строение земной коры

Земная кора является самой верхней и тонкой оболочкой Земли с максимальной мощностью до 70–75 км в высокогорных районах (Гималаи, Анды). По составу и мощности выделяется два типа земной коры: континентальная и океанская (рис. 3.3), в каждом из которых выделяются переходные субконтинентальная и субокеанская подтипы.

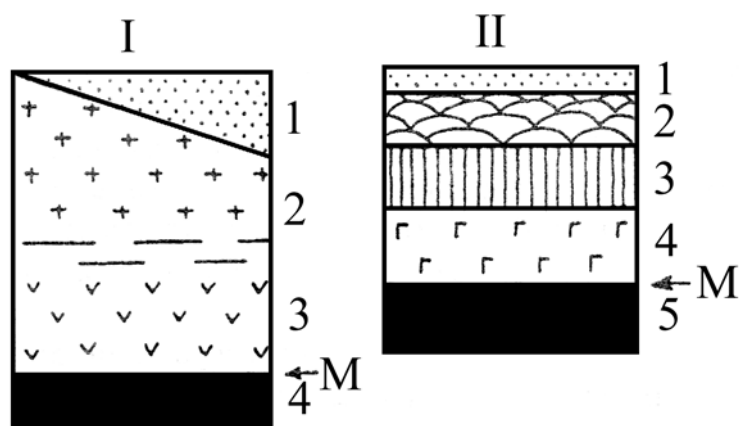


Рис. 3.3. Схема строения земной коры (по Н.В. Короновскому, 2006):
 I – континентальная земная кора, слои: 1 – осадочный; 2 – гранитно-метаморфический; 3 – гранулитобазитовый; 4 – перidotиты верхней мантии;
 II – океанская кора, слои: 1 – осадочный; 2 – подушечных базальтовых лав; 3 – комплекса параллельных даек; 4 – расслоенное габбро; 5 – перidotиты верхней мантии. М – граница Мохоровичича

Континентальная кора имеет мощность 35–40 км, возрастающую под горными сооружениями до 75 км. В ее строении участвуют два комплекса: 1) осадочный, состоящий из осадочных горных пород; 2) консолидированный, сложенный метаморфическими и магматическими породами. Последний разделяется на два слоя: гранито-гнейсовый или гранитно-метаморфический и гранулитобазитовый.

Граница между гранитогнейсовым и гранулитобазитовым слоями называется границей Конрада. Она в большинстве случаев выражена нечетко. Земная кора отделяется от нижележащей мантии поверхностью Мохо.

Скорости распространения продольных сейсмических волн в осадочном слое – 3–5 км/с, в гранито-гнейсовом слое – 5,5–6,5 км/с, в гранулитобазитовом слое – 6,6–7,4 км/с.

Мощность осадочного слоя колеблется от 0 м на щитах (Балтийском, Алданском и др.) и массивах до 5 км в пределах континентальных равнин, и до 10–15 км в крупных прогибах консолидированной коры. В предгорных и межгорных прогибах этот слой достигает 15–20 км. Мощность гранитогнейсового слоя изменяется от 15 до 20 км на равнинах и до 20–25 км в горных районах. Мощность гранулитобазитового слоя меняется от 10 до 20 км в пределах платформ и до 25–35 км в горных сооружениях.

В целом, континентальная земная кора в пределах континентальных равнин платформ имеет мощность 35–40 км; в молодых горных сооружениях – 55–70 км; максимальная мощность 70–75 км над Гималаями и Андами.

Геофизические исследования последних лет и данные по Кольской сверхглубокой скважине позволили предложить новую модель строения земной коры. По данным Н.И. Павленковой, консолидированная часть континентальной коры (ниже осадочного слоя) подразделяется не на два слоя, а на три этажа.

Верхний этаж отделяется от промежуточного границей K_1 на глубине 10–15 км. Этаж характеризуется вертикальнослоистой структурой и дифференцированностью отдельных блоков по составу и физическим параметрам. Скорость сейсмических волн 5,9–6,3 км/с.

Промежуточному этажу свойственна тонкая субгоризонтальная расслоенность коры. В нем наблюдаются прослои (астенолинзы) с пониженными скоростями сейсмических волн (6 км/с) и с повышенной электропроводностью. Это дает основание выделять промежуточный этаж как ослабленный слой, по которому возможны горизонтальные подвижки вещества. Мощность этажа 10–15 км.

Предполагается, что верхний и промежуточный этажи сложены в основном кислыми метаморфическими и магматическими породами.

Нижний этаж отделяется от промежуточного границей раздела K_2 . Скорость продольных волн составляет 6,8–7 км/с. Сложен метаморфическими породами гранулитовой фации, а также основными или ультраосновными породами (гранулитобазитовый слой). Мощность 8–10 км.

Океанский (океанический) тип земной коры характерен для ложа Мирового океана и резко отличается от континентального как по составу, так и по мощности. В нем отсутствует гранитогнейсовый слой. Океанская кора состоит из трёх слоёв и также отчленяется от верхней мантии поверхностью Мохоровичича.

Океанская кора состоит из 3 слоев:

1) *Первый (верхний) слой* рыхлых морских осадков. Мощность от первых сотен метров до 1 км. Скорость сейсмических волн < 3 км/с.

2) *Второй слой* сложен базальтовыми лавами (часто полушечными) с прослоями кремнистых и карбонатных пород и с комплексом параллельных долеритовых даек в основании. Мощность слоя 1–3 км, скорость продольных сейсмических волн 4–4,5 км/с.

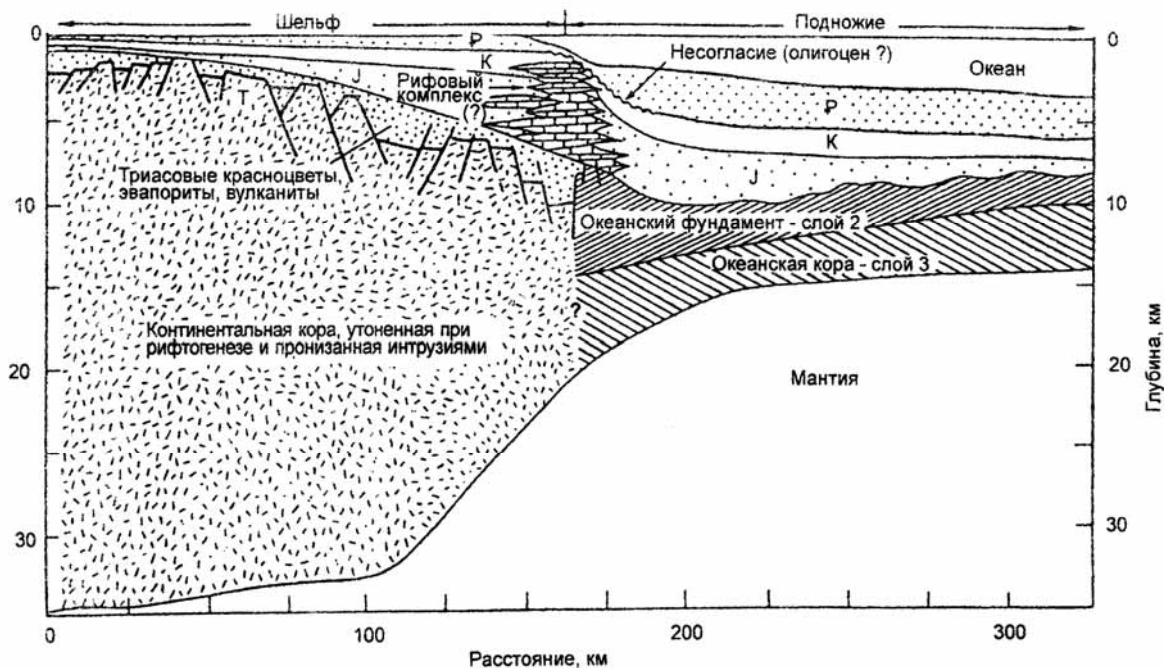


Рис. 3.4. Схематический разрез пассивной континентальной окраины восточного побережья Северной Америки (по Дж. П. Кеннет, 1987): Tr – третичные породы, K – меловые, J – юрские, T – триасовые. Вертикальный масштаб увеличен в 5 раз

3) Третий слой сложен расслоенными основными (габбро) и частично ультраосновными (пироксениты) породами. Габбро местами метаморфизованы и превращены в амфиболиты. Мощность слоя 3,5–5 км, скорость продольных сейсмических волн 6,3–6,4 км/с (до 7 км/с).

Земная кора переходного типа подразделяется на субконтинентальную и субокеаническую.

Субконтинентальная земная кора характерна для островных дуг (Алеутской, Курильской и др.) и пассивных окраин континентов. По строению она близка к континентальному типу, но имеет меньшую мощность (20–30 км).

Особенностью субконтинентальной коры островных дуг является нечеткость разделения слоев консолидированной коры (гранито-гнейсовой и гранулито-базитовой). На островной дуге происходит формирование континентальной земной коры за счёт процессов выплавления кислых магм, образования мощных толщ осадочных пород при разрушения вулканических сооружений, внедрения интрузий среднего и кислого состава.

В пределах пассивных окраин Атлантического типа на континентальном склоне общая мощность земной коры постепенно сокращается, а гранито-гнейсовый слой вообще выклинивается (рис. 3.4). Здесь выяв-

лена серия грабенов и вулканогенно-осадочных толщ, реликтов континентальной рифтовой зоны.

Субокеанский тип земной коры приурочен к глубоководным котловинам окраинных и внутренних морей. Особенность строения этого типа земной коры заключается в отсутствии гранитогнейсового слоя. Здесь отмечается большая мощность осадочных пород – 4–10 км, местами до 15–20 км, при скорости продольных сейсмических волн 3–5 км/с. Эти осадочные толщи непосредственно залегают на базальтовом слое, мощность которого достигает 5–10 км. Суммарная мощность субокеанской земной коры колеблется в пределах от 20 до 30 км.

Подобное строение коры характерно для некоторых глубоких впадин на суше, к которым принадлежат южные части Прикаспийской впадины и Чёрного моря. Предполагается, что такие структуры представляют собой «незакрывшиеся» участки дна палеоокеана Тетис.

Вопросы для самоконтроля

1. Дать определение термина «минерал».
2. Физические свойства минералов.
3. Оптические свойства минералов.
4. Определение терминов «изоморфизм» и «полиморфизм» минералов.
5. Горные породы: определение, мономинеральные и полиминеральные горные породы.
6. Генетическая классификация горных пород.
7. Классификация магматических горных пород.
8. Классификация грубообломочных осадков и осадочных пород.
9. Классификация псаммитов.
10. Метаморфические горные породы.
11. Строение континентальной земной коры.
12. Строение океанской земной коры.
13. Строение субконтинентальной земной коры.
14. Строение субокеанской земной коры.

ГЛАВА 4. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХРОНОЛОГИЯ

Одной из главных задач науки геологии является восстановление истории развития Земли – времени ее возникновения, последовательности развития, периодизации геологических событий. И здесь выделяются два подхода к решению этой проблемы. Первый подход, наиболее распространенный, определяющий относительное время проявления события, позволяет выяснить, какое событие древнее, а какое моложе. Подобное относительное деление времени в истории Земли носит название относительной геохронологии.

Второй подход позволяет с помощью физических и химических методов определить абсолютный возраст событий в годах, тысячах, миллионах и миллиардах лет, составить геохронологическую шкалу в абсолютных величинах. Такой подход получил название абсолютной геохронологии.

4.1. Относительная геохронология

Геологические события запечатлеваются в горных породах. Анализ осадочных пород позволяет нам определять фациальные обстановки их накопления – речные, озерные, пролювиальные (конуса выноса), лагунные (авапоритовые), морские (литоральные, шельфовые, континентального склона, океанического ложа и т.д.). Наличие в обнажениях или скважинах магматических пород свидетельствует либо о внедрении магматических масс или об их излиянии. Горные породы рассказывают нам о событиях, которые происходили в далеком прошлом. Вот если бы мы еще знали время этих событий, то мы смогли бы составить их хронологию, т.е. определить последовательность событий в истории Земли.

Если горные породы залегают в виде слоев, особенно расположенных горизонтально (или близко к горизонтальному), то определить, какие пласты древнее, а какие моложе, не представляет труда. Еще в 1669 г. Николаус Стено установил закон последовательности напластования, согласно которому нижележащие пласты осадочных и вулканических пород древнее, т.е. образовались ранее вышележащих. Пласт 2 древнее пласта 3, а пласт 1 древнее пласта 2 и 3. Появилась возможность установления относительной последовательности образования слоев, а значит, и связанных с ними геологических событий.

Раздел геологии, изучающий слои земной коры, их взаиморасположение и последовательность возникновения, называется стратиграфией (от лат. *stratum* – слой, *grafo* – пишу). Из стратиграфического анализа вытекает *стратиграфический метод относительной геохронологии*. Он позволяет сопоставлять и проследивать отдельные слои сходные по составу на значительные расстояния. Этот метод еще называется литостратиграфией. Иногда последовательность слоев нарушается, какой-то слой выпадает из колонки. Такое выпадение может быть связано с разрушением слоя 2 вследствие размыва. Такое выпадение слоя или слоев называется стратиграфическим перерывом.

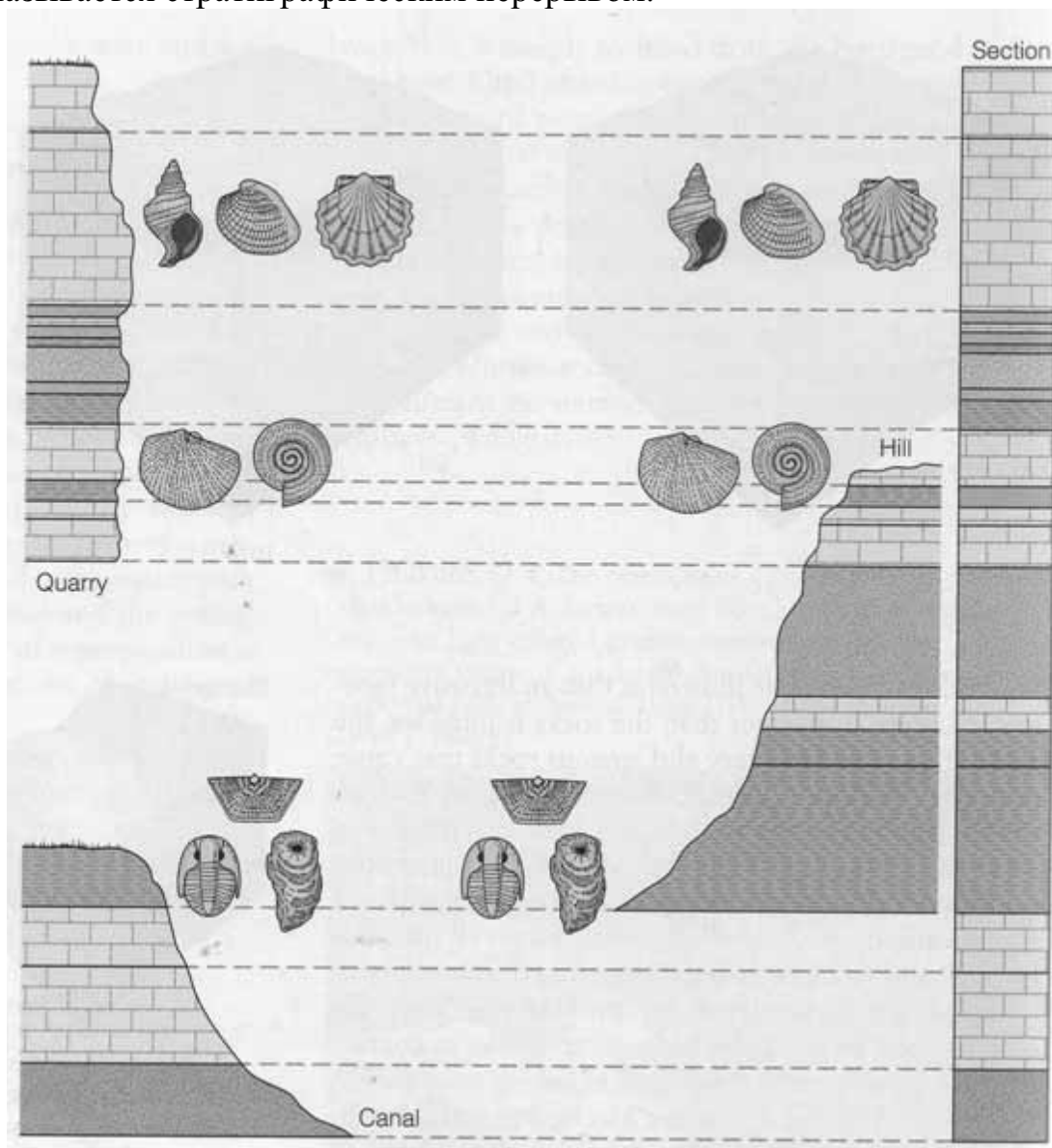


Рис. 4.1. Палеонтологический (биостратиграфический) метод определения возраста пластов, расположенных в разных местах, по комплексу палеонтологических остатков

Палеонтологический или биостратиграфический метод установления относительного возраста и последовательности залегания пород является основным в относительной геохронологии. В большинстве слоев осадочных пород (даже в РЭ и PR) можно встретить остатки растительных и животных организмов. Работами Ламарка и Дарвина установлено, что организмы в течение геологической истории совершенствовались. Некоторые организмы на определенных стадиях развития Земли полностью вымирали, на смену им приходили другие, т.е. по остаткам более примитивных или более развитых организмов в пластах можно судить об их относительно древнем или молодом возрасте (рис. 4.1). Таким образом удалось определить последовательность образования слоев горных пород – осадочных и вулканических в течении значительного интервала времени – до 2000 млн лет. Была составлена стратиграфическая шкала и выделены основные подразделения:

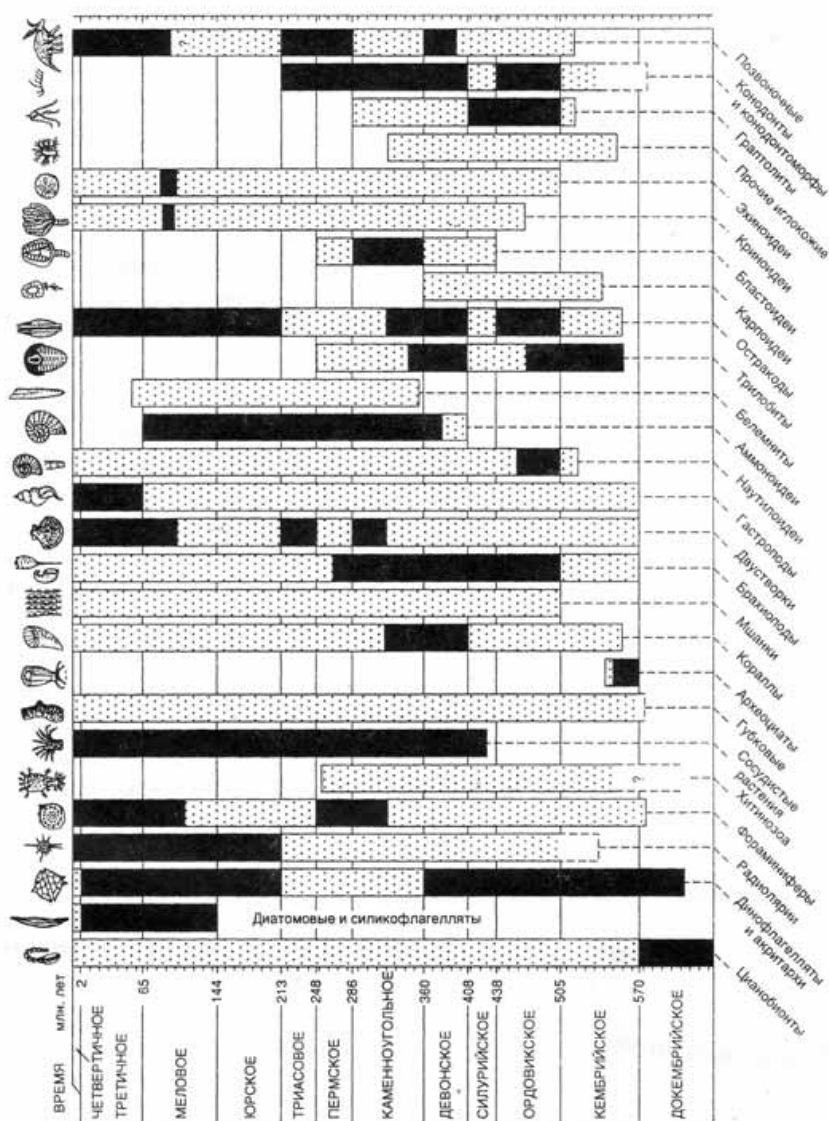


Рис. 4.2.
Распространение
руководящих
ископаемых

Важную роль в палеонтологическом методе играют те группы организмов, которые существовали в течение короткого промежутка времени и были широко распространены во всех морях и океанах и на различных континентах. Такие виды организмов оказались как бы реперными и получили название *руководящих ископаемых* (рис. 4.2).

3. *Палеомагнитный метод* является дополнительным методом относительной геохронологии. Его суть заключается в создании шкалы смены ориентировки остаточной намагниченности пород. Установлено, что в истории Земли многократно происходила смена полярности магнитного поля, когда северный и южный магнитные полюса обменивались местами. Смена полярности запечатлевается в горных породах в виде ориентировки остаточной намагниченности. Сопоставляя данные остаточной намагниченности для какой-либо толщи пород с известной шкалой, можно судить об относительном возрасте этой толщи.

4.2. Абсолютная геохронология

Абсолютная геохронология представляет собой метод определения абсолютного возраста горных пород и минералов, а следовательно, запечатленных в них событий в годах. Особую ценность абсолютная геохронология приобретает при определении возраста пород, возникших на ранних этапах развития Земли, так как методы относительной геохронологии здесь почти бессильны.

Абсолютная геохронология включает два метода: 1) сезонно-климатический и 2) радиологический или изотопный.

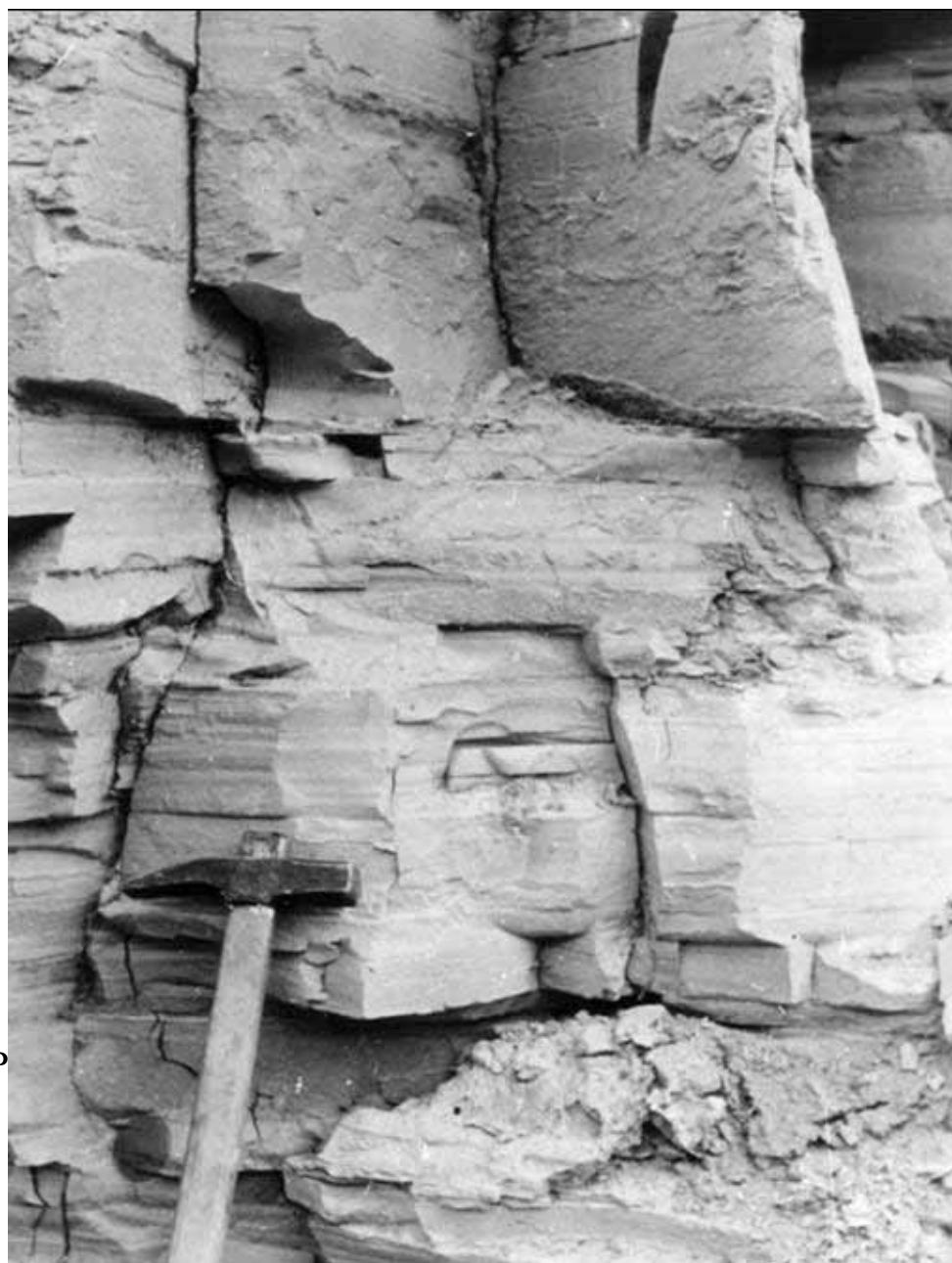
1) *Сезонно-климатические методы* основаны на связи ряда геологических и биологических процессов с сезонными (годовыми) изменениями климата – годовые кольца на стволах деревьев, годовые слои роста в известковых постройках кораллов. В кораллах иногда выявляются очень тонкие пары слоев суточного роста (ночные более тонкие и темные). Таким образом, можно определить в годах и даже днях, сколько времени пошло на образование известковой постройки данного коралла. Используя данное наблюдение, американский ученый Уэльс подсчитал, что в девонском году было 400 дней, а в триасовом – 380. Вывод о разной скорости вращения Земли, большей по сравнению с современной.

Годичные слои обнаруживаются в речных, пойменных, а особенно озерных отложениях, в которых чередуются более грубые и светлые песчаные отложения и более тонкие – глинистые. Эти толщи носят название ленточных глин (варвы), а их светлые и темные составляющие отражают поступление более грубого материала в летнее время во вре-

мя таяния снега и льда, а более тонкого – в зимних условиях, когда оседает тонкая муть.

Шведский ученый Де Геер в одном из разрезов насчитал 33 тыс. таких слоев и определил, что они образовались за 16,5 тыс. лет. Но по сравнению со всей историей Земли (~4,5–5,0 млрд лет) этот метод явно ограничен.

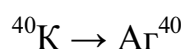
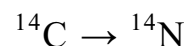
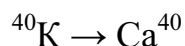
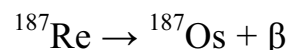
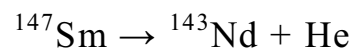
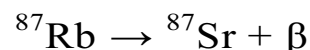
В нашей стране этот метод продолжает разрабатывать и внедрять московский ученый С.Л. Афанасьев.



Р

Рис. 4.3. Разрез ленточных глин в одном из приледниковых озёр

Радиологические и изотопные методы проявились в начале нашего века и на сегодняшний день включают следующие методы:



Радиоактивные изотопы входят в кристаллическую решетку минералов при их образовании и сразу начинают самопроизвольно распадаться со строго постоянной скоростью. Никакие внешние факторы не ускоряют, не замедляют этот процесс.

Калий-аргоновый метод ($^{40}\text{K} \rightarrow \text{Ca}^{40}$, $^{40}\text{K} \rightarrow \text{Ar}^{40}$). Полураспад ^{40}K составляет 1,3 млрд лет.

Рубидий-стронциевый метод – $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta$ – ^{87}Rb с полураспадом ^{87}Rb 8,8 млрд лет.

Самарий-неодимовый метод – $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + \text{He}$ с полураспадом ^{147}Sm – 106 млрд лет.

Радиоуглеродный метод (^{14}C) с периодом полураспада ^{14}C 5568 лет, что позволяет вычислить время захороненных органических остатков, а следовательно и время образования вмещающей породы.

4.3. Возраст Земли

На основании радиологических методов определена продолжительность всех периодов, их начала и конца.

Древнейшие породы в настоящее время установлены в Западной Гренландии – 3,8 млрд лет. В Украинском кристаллическом массиве и в Приалданье выявлены породы с возрастом 3,6–3,7 млрд лет. Самый большой возраст получен по цирконам из Западной Австралии – 4,1–4,2 млрд лет, но эти цирконы залегают уже в переотложенном состоянии в песчаниках.

С учетом последних представлений об одновременности образования всех планет Солнечной системы, данных по возрасту метеоритов (4,5–4,6 млрд лет) и древних анортозитов (4–4,5 млрд лет), возраст Земли принимается равным 4,57 ($\pm 2\%$) млрд лет.

Вопросы для самоконтроля

1. Какие существуют методы определения относительного возраста горных пород?
2. Что такое палеомагнитный метод и как его используют?
3. Какие существуют методы определения абсолютного возраста горных пород?
4. Охарактеризуйте радиологические методы определения возраста горных пород.
5. На чём основаны сезонно-климатические методы определения возраста горных пород?
6. Какие данные положены в основу расчета возраста Земли?

ЧАСТЬ 2. ПРОЦЕССЫ ВНЕШНЕЙ ДИНАМИКИ

Процессы внешней динамики называют экзогенными геологическими процессами. Они включают процессы выветривания, деятельность ветра, поверхностных текучих и подземных вод, озёр и болот, морей и океанов, ледников и криолитозоны.

ГЛАВА 5. ВЫВЕТРИВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Выветривание представляет собой совокупность процессов физического разрушения и химического разложения минералов и горных пород на месте их залегания под влиянием колебания температур, химического воздействия воды и газов, биохимического воздействия организмов в процессе их жизнедеятельности и продуктов их разложения после отмирания. Выделяют два типа выветривания: физическое и химическое.

Кроме этих типов выделяют органическое выветривание, при котором распад пород, их разложение происходит в результате жизнедеятельности организмов.

Преобладание того или иного типа выветривания в конкретной области целиком зависит от климатических факторов. Слагающими элементами климата являются температура, ветер и влажность, которые в совокупности во многом определяют процессы экзогенной геодинамики. Существуют многие классификации климата. Для геологических целей наиболее пригодна классификация А. Пенка, выделившего гумидный (влажный), аридный (сухой) и нивальный (снеговой) климаты.

5.1. Физическое выветривание и его основные факторы

Под физическим выветриванием понимается механический распад минералов и горных пород на отдельные зерна и обломки, который совершается под влиянием процесса нагрева поверхности горных пород Солнцем (инсоляции), а также суточных и сезонных колебаний температуры воздуха (*температурное выветривание*).

Морозное выветривание реализуется при последовательном замерзании и оттаивании воды, заключенной в трещинах и порах горных пород, и особенно интенсивно оно протекает в районах с резко конти-

ментальным климатом. К таким областям относят пустыни, полупустыни, арктические и высокогорные районы. На территории СНГ резкие колебания температуры известны на территории Средней Азии, где абсолютная амплитуда температурных колебаний достигает 80° . Дневное нагревание вызывает *десквамацию* горных пород или отшелушивание.

В жарких и влажных климатических условиях физическое выветривание горных пород усиливается благодаря обильным дождям, нередко выпадающим на раскаленную солнцем поверхность горных пород. Возникают новые трещины, усиливается процесс десквамации.

Морозное выветривание является основным способом разрушения горных пород в субполярных и полярных областях. Известно, что вода при своем замерзании расширяется на $1/11$ своего объема и давит на стенки трещин с силой 900 кг/см^2 . Это приводит к расширению трещин и пор и появлению новых трещин разрыва. При последующем оттаивании горные породы распадаются на отдельные куски.

На скорость и интенсивность физического выветривания влияют следующие особенности строения и свойства горных пород:

1. Минеральный состав. Полиминеральные горные породы разрушаются быстрее, чем мономинеральные. Различные (светлые и темные минералы) нагреваются и охлаждаются с различной скоростью, при этом расширяясь и сжимаясь в разных направлениях на разную величину (например, коэффициент линейного расширения для кальцита равен $25 \times 5 \times 10^{-6}$, а для кварца – $7,5 \times 10^{-6}$). Благодаря этому, в породах, состоящих из нескольких минералов, возникают микронапряжения.

2. Структура и текстура горных пород. Мелкозернистые и стекловатые породы более устойчивы к физическому выветриванию, нежели породы крупнозернистые. Крупнозернистые граниты всегда разрушаются заметно быстрее, чем мелкозернистые базальты. Породы массивной однородной текстуры более стойкие, чем породы слоистые или сланцеватые.

3. Водоотдача и влагоемкость. Породы с высокой поглотимостью влаги наименее устойчивы при физическом выветривании. При замерзании такие породы увеличиваются в объеме, а их повторное оттаивание ведет к распаду горных пород на отдельные куски.

Значительную роль в физическом выветривании в залесенных районах играют корневища деревьев, тонкие корни которых при росте проникают в мелкие трещины и сильнее всего давят на их стенки, раскалывая горные породы на отдельные куски.

В результате воздействия всех перечисленных факторов физического выветривания возникают весьма характерные выходы

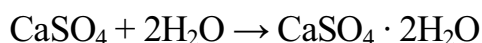
горных пород: *формы выветривания* (столбы, грибы, карнизы, арки, островерхие скалы, выступы, останцы) и *формы ландшафта* (курумы, гамады).

5.2. Химическое выветривание

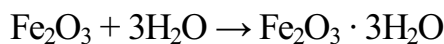
Химическое выветривание всегда представляется совместно с физическим выветриванием и происходит под влиянием химических активных веществ, главными из которых являются вода (H_2O), углекислота и кислород воздуха, а также органические кислоты, вырабатываемые в результате жизнедеятельности животных и растительных организмов и возникающие в результате их разложения после отмирания.

Различают следующие основные виды химических реакций, происходящих в процессе химического выветривания – гидратация, растворение, гидролиз, окисление, окремнение.

Гидратация – процесс, когда молекулы воды входят в структуру минерала, что вызывает изменение самой структуры и увеличение объема минерала, его разрыхление:



Ангидрит гипс



Гематит лимонит

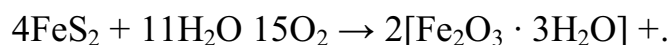
Растворение – это процесс, когда минеральное вещество переходит в раствор, не изменяя своего химического состава. Все минералы земной коры в какой-то мере растворимы в воде. По степени растворимости различаются:

1. Легкорастворимые – каменная и калийная соли.
2. Растворимые – гипс, кальцит, доломит.
3. Труднорастворимые – силикаты.

Взаимное присутствие солей в воде существенно влияет на растворимость минералов. Пример: присутствие $NaCl$ увеличивает растворимость кальцита почти в три раза. С другой стороны, присутствие $MgSO_4$ понижает растворимость гипса $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ практически до 0.

Совместное воздействие углекислоты, растворенной в воде, и органических кислот приводит к выщелачиванию пород и образованию специфических форм проявления карстовых процессов.

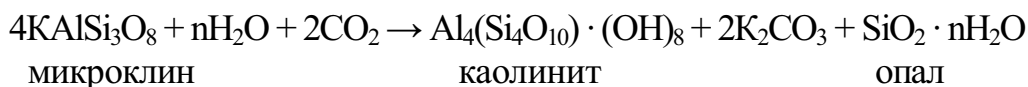
Окисление. Факторами окисления являются кислород воздуха и вода. В природе процесс окисления наиболее характерен для минералов группы сульфидов:



Процессам окисления обязана своим происхождением «железная шляпа», возникшая в поверхностных частях месторождений сульфидных руд Cu, Pb, Zn. Резко выделяясь своей желто-бурой окраской на фоне вмещающих пород, «железные шляпы» являются индикатором расположенных под ними на глубине сульфидных месторождений. При этом с сульфидами часто бывает связано Au, которое при окислении сульфидов освобождается и представляет собой самостоятельный объект эксплуатации. Раньше многие «железные шляпы» сульфидных месторождений эксплуатировались как месторождения золота.

Гидролиз – это реакция обменного разложения между водой и различными химическими соединениями. Наиболее активно гидролизу подвергаются минералы, алюмосиликаты, слагающие более 50% объема земной коры.

Пример:



Растворимый в воде опал уносится в виде коллоидных растворов дождевыми и проточными водами. На месте разрушения гранитов, сланцев, песчаников и других пород, в составе которых присутствуют алюмосиликаты, остается нерастворимый каолинит белой окраски, слагая каолиновые глины.

Окремнение развивается во влажных умеренно-холодных областях. При этом процессе происходит вынос из почвы гумуса, т.е. соединений органического вещества, Fe и Al поверхностными водами. При этом почва обогащается SiO₂, становится светлой или подзолистой. Этот процесс носит название подзолистого выветривания.

5.3. Органическое выветривание

Органическое выветривание – разрушение горных пород, связанное с жизнедеятельностью растений и животных. Разрушение горных пород с помощью органики происходит и химическим, и механическим путем.

Роль организмов в химическом выветривании заключается в способности их поглощать различные элементы (Si, K, Na, Ca, Mg, Fe, Al, P) из разрушаемой породы как питательные вещества (биогеохимиче-

ские методы поисков) и выделять химически активные вещества в виде органических кислот, которые разрушают вмещающие горные породы.

Корни растений, остатки животных и бактерии после отмирания накапливаются в верхней части почвенного слоя и при разложении превращаются в темно-серое-черное коллоидное вещество органического происхождения так называемый, гумус. Гумус состоит из многих органических кислот и продуктов разложения горных пород. Значение гумуса двойко: с одной стороны, он содержит микроэлементы К, Р, N, углеводы, необходимые для питания растений, а с другой – действует как активный растворитель на минералы и горные породы, присутствующие в виде обломков в почве.

Почва – слой коры выветривания, обогащенный гумусом. Таким образом, наиболее важным следствием органического выветривания является почвообразование. Почвообразование – это сложный процесс преобразования горных пород под влиянием органических веществ и микроорганизмов. В результате продукты разрушения обогащаются Р, О, С, Н, N.

Одним из основных свойств почв является их плодородие. Почва – важнейший компонент геологической среды, одно из ценнейших природных богатств. С почвой связаны растительный мир, биосфера, она кормит человека. Для восстановления нарушенных и разрушенных почв нужны десятки и сотни лет. Образование 12 см гумусного слоя протекает в течение 150 лет. Почвенный покров образует на поверхности суши Земли особую оболочку – педосферу. Этой оболочке – «коже Земли» принадлежит существенная роль в поддержании устойчивости биосферы.

Почва не только особое природное тело, но и особая полифункциональная система, обеспечивающая непрерывное воспроизводство жизни на поверхности земной суши. Важнейшими глобальными экологическими функциями почв являются следующие:

1. Биологическая продуктивность, которая характеризуется понятием «плодородие», обеспечивающее человечеству 98–99 % (по весу) продуктов питания, в том числе 85–87 % белкового. Объем пищевых продуктов, добываемых человеком на суше, равен 1,3 млрд т/г, а в океане – 0,017 млрд т/г.

2. Почва как среда обитания организмов. В почве живет более 50 % всех видов животных, масса которых составляет 90 % всех живых существ суши. В 1 г почвы количество микроорганизмов может достигать 20 млрд, а суммарная длина грибных гиф – нескольких километров. Биомасса наземных экосистем в 750 раз превышает биомассу морей и океанов.

3. Почва – энергетический банк планеты. В гумусе содержится такое же количество аккумулированной солнечной энергии ($12-15 \times 10^{18}$ ккал), сколько во всей надземной массе растительности.

4. Почвенный покров как кожа Земли предохраняет литосферу от разрушения денудацией и эрозией, предотвращает катастрофическое развитие эрозионных процессов – заиливание водоемов, усиление наводнений, деградацию рельефа, загрязнение природной среды.

5. Почва – регулятор состава атмосферы и гидросферы. Состав почти всех поверхностных, в том числе и морских, и грунтовых вод Земли обусловлен химической работой почвы, через которую просачиваются атмосферные осадки. Благодаря обменной физико-химической способности почва отдает в поверхностный и подземный сток химические вещества.

Газообмен почва – атмосфера вместе с фотосинтезом и дыханием живых организмов поддерживает постоянство атмосферного воздуха.

В системе почва – атмосфера почва служит генератором одних газов и стоком для других. Основной источник поступления диоксида в атмосферу (CO_2) – дыхание почв – в 5 раз больше промышленных выбросов.

6. Почва обеспечивает постоянное взаимодействие большого геологического и малого биологического круговоротов веществ на земной поверхности.

Под воздействием человека изменяется состав, состояние и свойства почвы, перестраивается направленность почвообразовательного процесса. Антропогенные изменения почвенного процесса происходят в трех основных направлениях:

- 1) антропогенная эволюция первичных почв;
- 2) образование новых почв антропогенного типа;
- 3) прекращение почвообразовательного процесса.

Почвенный покров – элемент геологической среды, его изменения влияют на состояние геологической обстановки. Антропогенные изменения почвенного покрова оказывают влияние на свойства подстилающих грунтов, режим грунтовых вод. Нарушение почвенного покрова активизирует геологические процессы выветривания, эрозии, дефляции, остепнения, опустынивания, деградации многолетней мерзлоты, засоления грунтов, влияют на микроклимат.

В зависимости от состава материнских пород различают почвы песчаные, глинистые, каменистые.

Основной вклад в изучение почв внес В.В. Докучаев (1846–1903). Он установил, что почва является телом, возникающим и развивающимся под влиянием разнообразных природных факторов, а именно – климата, растений и животных, рельефа, его геологического возраста и

т.д., заложил основные положения научного почвоведения, показал, что почва есть обособленное от горных пород природное тело, которое распределяется поясами в соответствии с климатическими зонами.

5.4. Кора выветривания

Корой выветривания называют совокупность продуктов разрушения горных пород, залегающих на месте своего образования или незначительно перемещенных, но не потерявших связи с материнской породой. Мощность коры выветривания варьирует от первых м до 500–600 м.

Состав и строение коры выветривания зависят от нескольких факторов: интенсивности и длительности процессов выветривания; климатических условий; расчлененности рельефа местности; состава первичных горных пород.

В общем случае наибольшую мощность кора выветривания имеет в областях с жарким и влажным или субтропическим климатом. По времени образования различают древнюю и современную кору выветривания.

Древние или ископаемые коры выветривания обычно погребены под более молодыми отложениями, которые предохраняют ее (кору выветривания) от размыва.

Состав древних или ископаемых кор выветривания зависит от той или иной стадии выветривания, среди которых выделяются четыре стадии: обломочная, сиаллитная, кислая сиаллитная и аллитная.

Если в коре выветривания наблюдается преобладание Fe над Al, то она называется латеритной корой выветривания. Продукты латеритной коры выветривания, содержащие до 50 % Al_2O_3 , называются бокситами.

Аллитная стадия выветривания является конечной и характерна для субтропиков и тропиков.

Современная кора выветривания объединяет следующие продукты разрушения горных пород: элювий, делювий и коллювий.

Элювий – продукты выветривания горных пород, остающиеся на месте своего образования, делювий и коллювий – перемещённые по склону.

В заключение следует отметить, что все виды выветривания в природе действуют совместно и результатом их совокупной деятельности является большая часть окружающих нас форм рельефа, которые мы повсеместно наблюдаем.

Вопросы для самоконтроля

1. Что понимается под термином «выветривание» минералов и горных пород?
2. Основные агенты и продукты физического выветривания.
3. Основные агенты и продукты химического выветривания.
4. Современные и древние коры выветривания.
5. Строение и состав почв.

ГЛАВА 6. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ВЕТРА

Геологическая деятельность ветра проявляется в разрушении горных пород (выдувании, развеивании, шлифовке), переносе и отложении обломочного материала, создании своеобразных форм рельефа.

Деятельность ветра наиболее сильно проявляется в полупустынных и пустынных областях, занимающих около 20 % территории суши, где имеются сочетания следующих характерных благоприятных особенностей: резкие суточные колебания температур, незначительное количество атмосферных осадков; превышение испарения над выпадением осадков; отсутствие или незначительное распространение растительности; частые ветры большой силы, наличие обломочного материала; способного перемещаться под действием ветра.

Геологическая деятельность ветра связана с динамическим воздействием воздушных струй на горные породы. Она выражается в разрушении и размельчении пород, сглаживании и полировке поверхности, перемещении мелкого обломочного материала с одного места на другое, в отложении его на поверхности Земли (континентов и океанов) ровным слоем, а затем сгруживании этого материала в виде холмов и гряд на определенных участках суши. Геологическую работу ветра называют *эоловой деятельностью* (по имени древнегреческого бога ветра – Эола).

Интенсивность эолового процесса зависит от типа и скорости ветра. Чем больше скорость ветра, тем значительнее производимая им работа:

3–4-балльный ветер (4,4–6,7 м/сек) несет пыль; 5–7-балльный ветер (9,3–15,5 м/сек) – песок; 8-балльный (18,9 м/сек) – гравий.

Сильные бури и ураганы (22,6–58,6 м/сек) – мелкие камешки и галька.

Некоторые ветры имеют строго постоянное направление и дуют в течение определенного времени: ветер «хамсин» в пустынях Северной Африки дует в северном и северо-западном направлениях в течение \approx 50 дней; «афганец» дует в северном и северо-западном направлениях с перерывами до 40 суток.

Наибольшей скорости ветер достигает в грозовых облаках – здесь может возникать вращающаяся воздушная воронка, суживающаяся в сторону Земли, – *смерч*. Смерч разрушает горные породы, втягивает ма-

териал вглубь воронки. Там создается зона пониженного давления. Скорость движения ветра в воронке достигает 1000–1300 км/ч, т.е. выше скорости звука. На поверхности Земли сила ветра выше на высоких открытых местах. Интенсивность деятельности выше там, где ветер непосредственно соприкасается с поверхностью Земли.

6.1. Разрушительная работа ветра

Разрушительная работа ветра включает в себя два главных процесса: дефляцию и корразию.

Дефляция – выдувание и развеивание твердых частиц горных пород ветром. Районы крупномасштабного проявления процессов дефляции располагаются в местах господства постоянно дующих ветров. Потoki струи воздуха проникают во все трещины и поры горных пород, выдувая из них мелкообломочный материал. Совместная деятельность процессов физического выветривания и ветра приводит к образованию разнообразных и своеобразных структурных форм: *obeliskov, kolonn, bашen, ниш, качающихся камней и т. д.*

В полупустынных и пустынных областях, где физическое выветривание приводит к образованию обильного и разнообразного обломочного материала, процессы дефляции способствуют выдуванию и очищению поверхности от песка и пыли. На месте остаются лишь грубые обломки и глыбы. Происходит естественная сортировка материала и формирование каменисто-щебнистых пустынь или *гаммад*.

В областях с умеренным климатом, а, следовательно, с хорошим растительным покровом, процессы дефляции не играют заметной роли.

В степных областях и на равнинах (Украина, Казахстан, Северный Китай, Австралия, Африка) происходит сдувание верхнего рыхлого слоя, особенно распаханного, и возникают так называемые «черные пылевые бури». Среднее расстояние переноса обломочного материала достигает 2 тыс. км, а вес – до десятков млрд т. Известны случаи переноса пыли из Сахары пассатами в Южную Америку через Атлантический океан.

Кроме плоскостного выдувания, процессы дефляции приводят местами к бороздовому выдуванию, с чем связано формирование удлиненных сухих долин в Африке (*ваади*). Бороздовое выдувание способствует углублению дорог в неплотных рыхлых породах, глубоких рытвинах, называемых (*хольвег*). Глубина последних достигает 5–6 м, а иногда и 30 м.

Корразия включает в себя не только обтачивание, но и высверливание и шлифование горных пород. В результате корразии образуются *ниши, желоба и ячеи с блестящими отполированными поверхностями.*

Кроме того, в пустынях, на ровных площадках, образуются обломки в виде отполированных *трех- и четырехгранников*.

6.2. Эоловая аккумуляция

Эоловая аккумуляция представляет собой процесс накопления осадков и осадочных пород в результате деятельности ветра. Её интенсивность зависит от рельефа земной поверхности, наличия растительного покрова, количества переносимого ветром материала, направления и силы ветра.

Среди многообразных форма эоловой аккумуляции выделяются два основных типа: песчаные формы рельефа пустынь и дюнные пески. Первый тип характерен преимущественно для тропических и внетропических пустынь, второй – для побережий морей, крупных озер и рек внетропических зон.

Песчаные формы рельефа пустынь включают: 1) барханные пески; 2) продольные барханные гряды; 3) пирамидальные песчаные формы; 4) продольно-грядовые пески; 5) грядово-ячеистые и грядово-лунковые пески; 6) бугристые пески; 7) кучевые пески.

Дюнный тип песчаного эолового рельефа развит по берегам морей, крупных озер и рек. Для образования этих форм необходимо сочетание следующих основных факторов: 1) наличие достаточного количества оголенного песка; 2) почти полное отсутствие растительности; 3) сильные ветры.

Источником песка является песчаный материал, выброшенный волнами на берег. Он подхватывается ветром и переносится от береговой линии внутрь материка, где задерживается у отдельных кустов, выступов или неровностей, образуя первичные песчаные холмы. Они сами становятся преградой, задерживают песок, растут и, сливаясь друг с другом, формируют гряды, которые называются *дюнами*. Далее под действием господствующих ветров происходит перемещение дюн вглубь материка. На месте прежней гряды происходит образование новой дюны. Ширина дюн обычно достигает 100 м, а высота – от первых метров до 10–20 м и даже 100 м. Скорость движения дюн от нескольких метров до 20 м в год.

6.3. Отличительные черты эоловых отложений

Эоловые песчаные отложения отличаются от других пород целым рядом признаков. Наиболее характерным признаком является перекрещивающаяся косая слоистость. Она свидетельствует о многократной перестройке ветрового режима.

Для эоловых песков характерна относительно тонкая зернистость. Вместе с тем в них почти полностью отсутствуют пылеватые частицы, которые удаляются ветром.

Зерна песка обычно отполированы, но нередко несут заметные царапины. В его составе преобладает кварц и полевые шпаты. Эти признаки позволяют устанавливать эоловые отложения среди древних толщ.

С геологической деятельностью ветра обычно связывают происхождение специфических горных пород – лёссов.

Лёсс представляет собой рыхлую светло-желтую или палево-желтую легкую пористую породу, в составе которой отмечаются зерна кварца, полевых шпатов, каолинит, слюды, кальцит и окислы железа. Обломки минералов имеют размер 0,005–0,05 мм.

Лёссы распространены в различных районах мира, но наиболее распространены на юге Украины, в центральной части Монголии и Северном Китае. Мощность южно-русских лёссов достигает 10–12 и даже 25 м. В Китае, по описанию В.А. Обручева, до 400 м.

Академик А.Д. Архангельский выдвинул гипотезу происхождения южно-русских лёссов за счет развеивания (дефляции) флювиогляциальных отложений, связанных с четвертичным оледенением Восточно-Европейской платформы. По В.А. Обручеву, источником образования мощных лёссовых толщ Китая являются районы Центральной Азии с сухим резко континентальным климатом. Часто дующие с этого континента ветры подхватывали массы пыли и песка и уносили в Китай (где преобладает климат мягкий и влажный).

6.4. Типы пустынь

Климатические особенности пустынь благоприятствуют господству в них эоловых геологических процессов. Среди пустынь выделяют следующие типы: каменистые пустыни (гаммады); песчаные пустыни; лёссовые пустыни (адыры); глинистые пустыни (тактыры); солончаковые пустыни (шоры).

6.5. Вредные последствия эоловой деятельности и меры борьбы с ними

Вредные последствия деятельности ветра заключаются в уничтожении плодородных земель, разрушении строительных сооружений, транспортных коммуникаций, линий электропередач, линий связи. Борьба с вредными последствиями деятельности ветра включает пассивный и активный виды.

Пассивный вид борьбы выражается в закреплении песчаных полей, подвергающихся развеиванию, древесными и кустарниковыми насаждениями. Кроме того, используют закрепление подвижного песка плетнями, камнями, ветками растений.

Активные меры включают управление ветровой энергией. В данном случае создаются преграды, ослабляющие силу ветра или изменяющие направление переноса ветром рыхлого материала: плетни, щитки, заборы вдоль дорог или вблизи зданий, посадка деревьев и кустов. Таковыми являются лесные полосы.

Вопросы для самоконтроля

1. Что понимается под эоловой деятельностью?
2. Объяснить термины «дефляция» и «корразия».
3. Что понимается под термином «лэсс»? Происхождение лёссов.
4. Отличительные черты эоловых отложений.
5. Типы пустынь.

ГЛАВА 7. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТЕКУЧИХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Текучими поверхностными водами называются все воды, стекающие с поверхности континента в приёмные бассейны. Они составляют 30 % из выпадающих на сушу 100 тыс. км³ атмосферных осадков.

7.1. Геологическая деятельность вод

Геологическая деятельность вод включает три основных процесса: разрушение пород дна русла и берегов, транспортировка размывтого и растворённого материала и аккумуляция переносимого материала.

Геологическая деятельность зависит от массы воды потока (m) и скорости потока (V). Способность потока производить геологическую работу называют его живой силой (K). $K=mV^2/2$.

Среди поверхностных текучих вод выделяются временные и постоянные потоки. Временные потоки появляются как в горных, так и в равнинных областях.

В горных районах временные потоки возникают при таянии снега и льда и во время ливней. Они проявляются в виде каменно-грязевых потоков (селей), которые выносятся на прилегающие равнины и отлагаются в виде веерообразных конусов выноса (рис. 7.1). Образующиеся осадки называются *пролювием*.

В равнинных областях временные потоки формируют овраги, которые разрастаются путём «пятящейся эрозии».

7.2. Реки и речные долины

Постоянные поверхностные водные потоки формируют реки и речные долины. Условно выделяют крупные реки с длиной более 100 км и малые реки – менее 100 км. В СНГ насчитывается свыше 3 млн рек, из которых 2.9 млн являются малыми. Их протяжённость составляет 95 % общей протяжённости гидросети, а на их водосборах и в прибрежных зонах проживает 44 % городских и 90 % сельских жителей.

В строении реки выделяют *исток реки*, место, откуда река начинается, и *устье реки* – место, где река заканчивается, впадая в другую реку, озеро, море или теряется в песках (*слепое устье*). *Водосборный бас-*

сейн представляет собой территорию, с которой стекает (поступает) вода в данную речную систему. Возвышенные участки суши, разделяющие смежные речные бассейны, являются *водоразделами*. Углубление в земной поверхности, образовавшееся в результате разрушающей деятельности проточных вод называется *речной долиной*, а наиболее углублённая часть речной долины, по которой протекает водный поток – *руслом реки*. Условная линия, соединяющая самые глубокие части русла реки, называется *талвегом*.

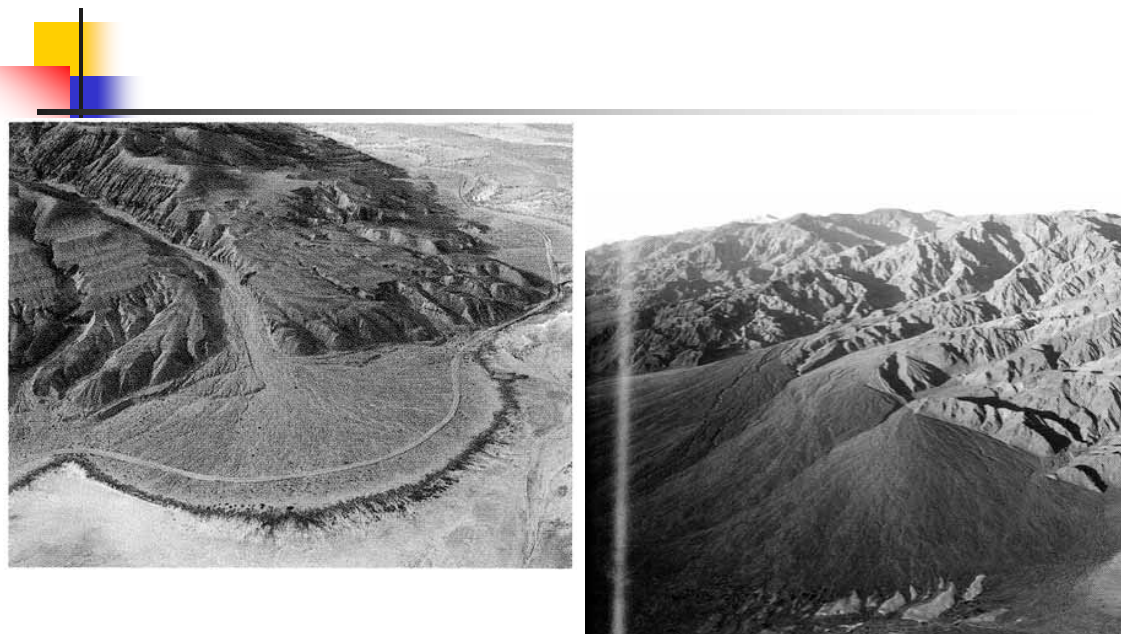


Рис. 7.1. Конуса выноса временных водотоков

Таблица 7.1

Крупнейшие реки мира

№	Река	Страна	Площадь водосбора, тыс. км ²	Средний расход, м ³ /с
1	Амазонка	Бразилия	5 778 000	212400
2	Конго	Заир	4 014 500	39650
3	Янцзи	Китай	1 942 500	21600
4	Брамапутра	Бангладеш	935 000	19800
5	Ганг	Индия	1 059 300	18700
6	Енисей	Россия	2 590 000	17400
7	Миссиссиппи	США	3 222 000	17300
8	Ориноко	Венесуэла	880 600	17000
9	Лена	Россия	2 424 000	15500
10	Парана	Аргентина	2 305 000	14900

Режим реки определяется количеством воды в реке (многоводностью), уровнем воды и скоростью течения. *Многоводность (расход потока)* определяется массой воды, протекающей через сечение русла в единицу времени ($\text{м}^3/\text{с}$). *Межень* – состояние реки с минимальным расходом потока. *Паводок* – состояние реки с увеличенным расходом потока относительно его средней величины. *Половодье* – паводок, при котором река выходит из берегов и затапливает пойму.

7.3. Речная эрозия

Эрозия – разрушение водным потоком горных пород дна русла и берегов. Процесс эрозии включает механическое размывание горных пород силой потока; шлифование и истирание дна русла водой и твердыми обломками (*корразия*); химическое растворение горных пород (*коррозия*).

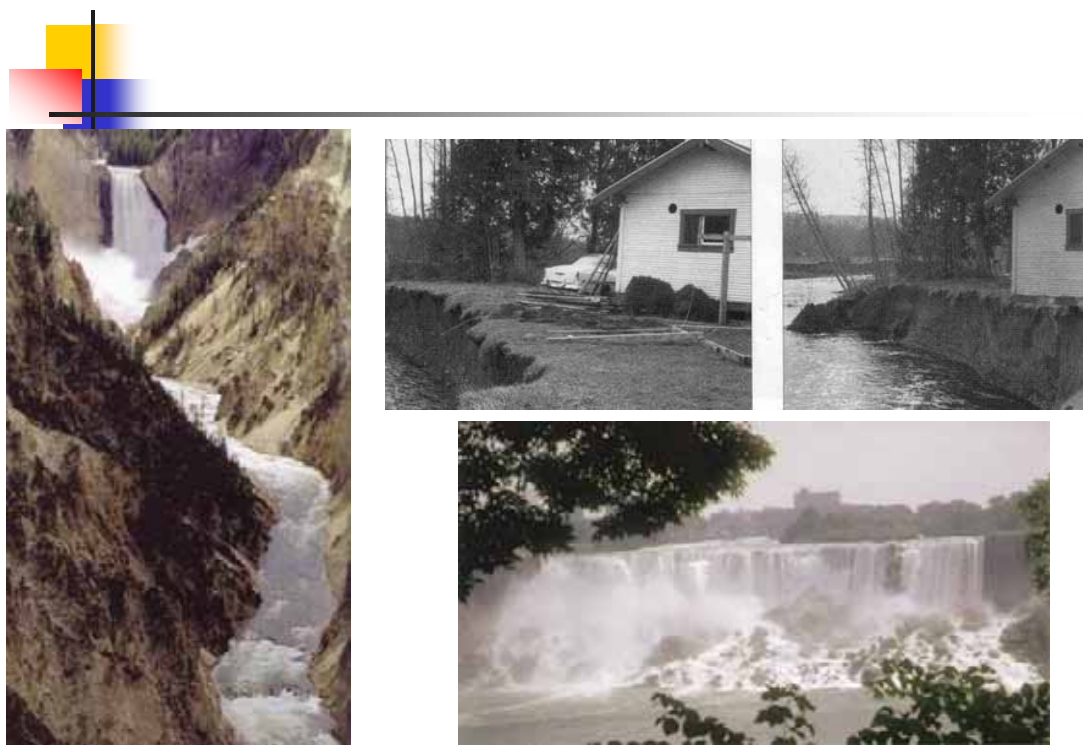


Рис. 7.2. Донная, боковая и пятящаяся эрозия

Выделяются: 1) *плоскостная эрозия (плоскостной смыв)* – склоновый сток воды в виде сплошной тонкой пелены или густой сети мелких струек с малой кинетической энергией. Реализуется в общем равномерном смыве рыхлого материала со склонов, выполаживании и сглаживании склонов, уменьшении вертикального расчленения суши; 2) *линейная эрозия* – вырабатывающая ложбины, овраги, долины; разруши-

тельная работа русловых водных потоков, ведущая к формированию широких и глубоких (до 1–2 км) речных долин.

Различаются донная и боковая эрозии (рис. 7.2). При *донной эрозии* вода размывает дно русла и вырабатывает продольный профиль. В случае *боковой эрозии* происходит преимущественный размыв водой берегов реки с образованием меандр и стариц.

Базисом эрозии называют уровень приемного бассейна, куда впадает река и который определяет глубину эрозии дна водного потока.

7.4. Транспортировка материала водным потоком

Среди транспортируемого водным потоком материала различают твёрдый и химический сток.

Твёрдый сток (70 % общего стока) осуществляется волочением обломков по дну, скачкообразным перемещением обломков по дну (*сальтация*); перемещением мелких частиц во взвешенном состоянии.

Химический сток (30 %) происходит путём переноса растворенных веществ в виде солей NaCl, KCl, MgSO₄, CaSO₄, CaCO₃, MgCO₃, а также соединений Fe, Mn, P и др.

Количество обломочного материала в воде варьирует от 1 кг/м³ (р. Нил) до 34 кг/м³ (р. Хуанхэ). Ежегодно реками в Мировой океан выносится около 1 млрд т минерального вещества, что эквивалентно среднему понижению суши на 0.1 мм в год.

7.5. Речные аккумулятивные формы рельефа

Созидательная работа рек проявляется в накоплении речных (*аллювиальных*) отложений и образовании пойменных террас.

В строении пойменных террас выделяется *русло реки*, *намывной прирусловой вал*, *притеррасное понижение*.

Среди пойменных отложений известны *русловая*, *пойменная* и *старичная* фации аллювия.

Кроме пойменных, в большинстве речных долин формируются надпойменные: аккумулятивные, цокольные, эрозионные (рис. 7.3 и 7.4).



Рис. 7.3. Речные террасы р. Катунь (Горный Алтай)



Рис. 7.4. Эрозионные террасы р. Чуя (Горный Алтай)

Кроме долин, текущие поверхностные воды участвуют в формировании равнин, среди которых выделяют аллювиальные, дельтовые и предгорные равнины.

Равнина аллювиальная – обширная речная аккумулятивная терраса или совокупность террас и пойм.

Равнина дельтовая – низменная слабо наклоненная к морю (озеру) поверхность, прорезанная большим количеством русел.

Равнина предгорная приурочена к подножию гор и образована слившимися конусами выноса.

7.6. Устья рек

Место впадения рек в другую реку, озеро или море называется устьем. Выделяется три типа устьев: дельты, эстуарии и лиманы.

Дельты – участок суши, отвоеванный рекой у моря (озера) и сложенный аллювиальными отложениями. *Авандельта* – подводное продолжение дельты.

Эстуарии – воронкообразные заливы, глубоко вдающиеся в долину реки, обусловленные приливо-отливными процессами и прогибанием земной поверхности.

Лиманы – расширенные устья рек, затопленные морем в связи с прогибанием земной поверхности.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое «живая сила потока»?
2. Типы речной эрозии.
3. Формы транспортировки материала водным потоком.
4. Аллювий и пролювий: сходство и различия.
5. Элементы режима реки
6. Строение пойменных террас.
7. Фации аллювиальных отложений.
8. Типы надпойменных террас.
9. Типы устьев рек.
10. Типы аллювиальных равнин.

ГЛАВА 8. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземными водами называются воды, находящиеся в почвах и горных породах земной коры в любом физическом состоянии (твёрдом, жидком и газообразном), включая и химически связанную воду.

Отмечается зональность в распространении подземных вод в структуре земной коры. Подземные воды *верхней зоны* (до 0.5 км) располагаются в зоне свободного водообмена и являются преимущественно пресными. Подземные воды *средней зоны* (до 1.0 км) характеризуются замедленным водообменом и являются минерализованными. Подземные воды *нижней зоны* (свыше 1.0 км) отличаются весьма замедленным водообменом и представляют собой высокоминерализованные рассолы.

8.1. Классификация видов воды в породах

Находящаяся в породах и минералах вода классифицируется по следующим признакам: по состоянию, по условиям залегания, по происхождению, по химическому составу, по температурному режиму.

По состоянию воды в минералах и породах выделяются:

1. Вода в форме пара в порах породы в зоне аэрации.
2. Гигроскопическая вода в форме пара, адсорбированная частицами породы.
3. Плёночная вода в виде плёнок капельно-жидкой воды на поверхности частиц.
4. Гравитационная вода в виде свободной воды, перемещающейся в капиллярах под влиянием силы тяжести.
5. Вода в твёрдом состоянии – лёд.
6. Вода, входящая в кристаллическую решётку минералов:
 - конституционная вода, входящая в состав решётки минералов в виде отдельных ионов (OH^-), удаление которых возможно при разрушении решётки.
 - кристаллизационная вода, входящая в кристаллическую решётку в виде H_2O .

По условиям залегания в породах выделяются:

1. *Почвенные воды*, залегающие в почвенном горизонте.

2. *Верховодка* – подземные воды, залегающие ниже дневной поверхности в зоне аэрации на выклинивающихся линзовидных слоях, сложенных водонепроницаемыми породами.

3. *Грунтовые воды* залегают ниже зоны аэрации на кровле сплошного водоупорного пласта.

4. *Межпластовые воды* (элизионные и напорные артезианские), залегающие между двумя пластами водоупорных пород.

5. *Трещинные воды*, выполняющие зоны трещиноватых и дроблёных пород в дизъюнктивных нарушениях или в корах выветривания.

6. *Карстовые воды*, залегающие в закарстованных массивах.

По происхождению подземные воды подразделяются на:

1. *Инфильтрационные или вадозные*, образующиеся в результате инфильтрации поверхностных вод в подземные горизонты.

2. *Конденсационные воды*, образующиеся в результате конденсации водяного пара на частицах и обломках пород и минералов.

3. *Остаточные или реликтовые воды* формируются за счёт захороненных вод в осадках древних бассейнов.

4. *Ювенильные* воды являются продуктом глубинных недр Земли.

5. *Смешанные воды*, содержащие все вышеперечисленные генетические типы вод.

Классификация по химическому составу:

1. По количеству растворённых солей:

– *Пресные* – менее 1 г/л.

– *Солоноватые* – от 1 до 10 г/л.

– *Солёные* 10–50 г/л.

– *Рассолы* – более 50 г/л.

2. По преобладающим анионам и катионам:

– *Гидрокарбонатные* (с преобладанием HCO_3).

– *Сульфатные* (с преобладанием SO_4).

– *Хлоридные* (с преобладанием NaCl или KCl).

– *Сложные*, смешанного состава.

Классификация по температурному режиму:

1. *Изотермические воды*, температура которых равна среднегодовой температуре воздуха данной местности.

2. *Гипотермические* – температура воды меньше среднегодовой температуры воздуха.

3. *Термальные* – температура воды свыше 20°C .

8.2. Геологическая деятельность подземных вод

Геологическая деятельность подземных вод заключается в растворении минералов и горных пород, транспортировке вещества и отложении осадков.

Растворению в большей мере подвергаются породы, сложенные легкорастворимыми минералами – галитом, сильвином, гипсом, ангидритом, кальцитом и доломитом. В районах широкого распространения пород, сложенных этими минералами, вода, проникая по трещинам и порам, растворяет их и уносит в растворённом состоянии. С этими процессами связано образование во вмещающих породах систем соединяющихся пустот и каналов, которые при увеличении в размерах переходят в карстовые пещеры. Совокупность таких явлений носит название *карстовых процессов*.

Существуют как поверхностные формы карста (*кары, поноры, поля, воронки, западины, колодцы, слепые долины* и др.), так и подземные (*пещеры со сталактитами и сталагмитами*). Наиболее крупная карстовая пещера (Мамонтова в США) имеет длину подземных ходов около 800 км.

Транспортировка вещества подземными водами осуществляется большей частью в виде растворов, реже в виде твёрдых частиц.

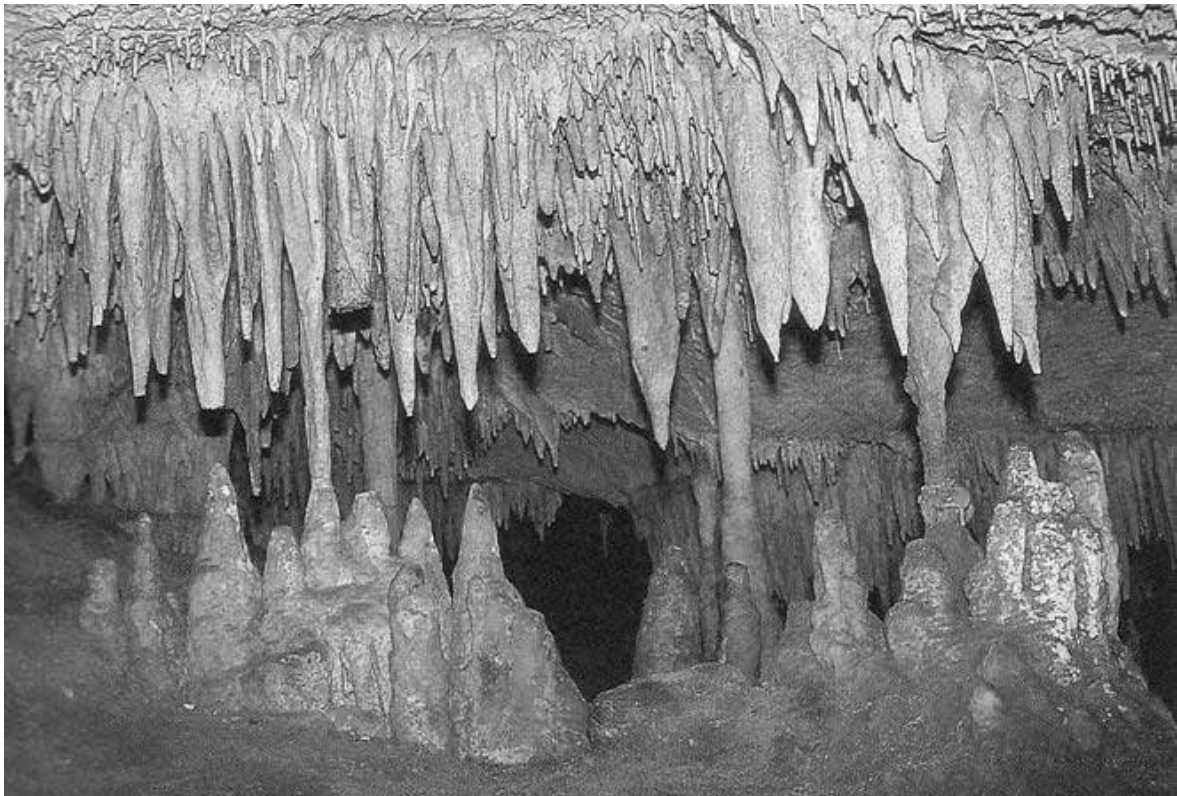


Рис. 8.1. Сталактиты и сталагмиты в карстовой пещере

Процесс выноса подземными водами растворённого вещества и твёрдых минеральных частиц называется *суффозией*. Выделяется *механическая суффозия*, которая особенно интенсивно проявляется в лёссах и лёссовидных суглинках с образованием за счёт просадки суффозионных воронок, западин и блюдеч. Суффозионные процессы обычно приурочиваются к склонам долин и оврагов, где имеются выходы подземных вод. Таковыми в г. Томске является западина Белого озера. Химическая суффозия проявляется в выносе растворённого материала и последующего его осаждения в месте выхода источника на земную поверхность.

Отложение осадков из подземных вод происходит на поверхности земли у выходов подземных источников, либо в пустотах пород водоносных пластов. В первом случае образуются известковые туфы и травертины, кремнистые туфы и гейзериты, железные и марганцевые соединения, каменные соли и др. В пустотах пород в результате деятельности подземных вод образуется цемент обломочных пород, состоящий из карбонатов, кремнезёма, фосфатов, оксидов и гидрооксидов железа и др., что обуславливает образование грубообломочных и мелкообломочных пород с соответствующим цементом, меняющим пористость и проницаемость коллекторов нефти и газа.

8.3. Роль и значение подземных вод в разработке водоносных и нефтегазоносных структур

В результате разработки нефтегазоносных и водоносных структур происходит деформация геологического пространства, возникают зоны

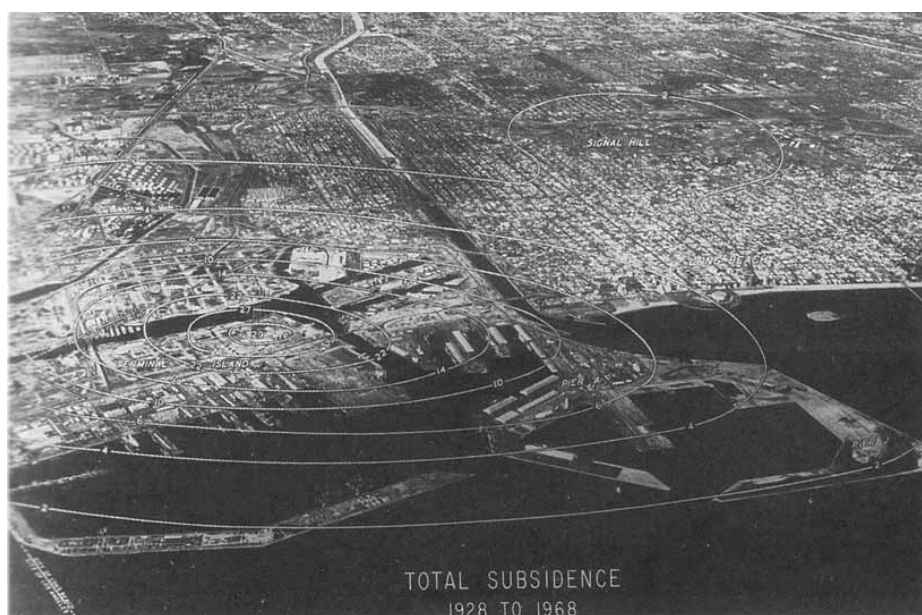


Рис. 8.2. Проседание поверхности земли вследствие разработки месторождения нефти Long Beach в Калифорнии. Величины проседания указаны в футах

опускания поверхности земли (рис. 8.2, табл. 8.1) и активизируются наведённые сейсмические явления. В Мексике вследствие извлечения подземных вод в столице государства, расположенного на дне древнего озера, проседание дневной поверхности достигло 10 м.

Вопросы для самоконтроля

1. Распространение подземных вод.
2. Классификация подземных вод в минералах и породах по форме залегания.
3. Классификация подземных вод по форме залегания и происхождению.
4. Классификация подземных вод по химическому составу.
5. Охарактеризовать поверхностные и подземные проявления карстовых процессов.
6. Что такое суффозия? Виды и формы её проявления.
7. Осадки и осадочные породы как результат деятельности подземных вод.

ГЛАВА 9. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ОЗЁР, ВОДОХРАНИЛИЩ И БОЛОТ

Озёрами называют заполненные водой углубления суши, не имеющие непосредственного сообщения с сушей. В России насчитывается около 2.8 млн. озёр, площадь водной поверхности которых составляет 490 тыс. км². 26 озёр имеют площадь водного зеркала свыше 1000 км². Глубины водоёмов варьируют от десятых долей метра до 1636 м в оз. Байкал.

9.1. Классификация озёр и озёрных котловин

По происхождению выделяются озёрные котловины экзогенного и эндогенного генезиса. К экзогенным относятся *ледниковые, эрозионные, пойменные, дельтовые, провальные, эоловые, плотинные и обвальные подпрудные котловины*. Эндогенный генезис имеют *тектонические и вулканические котловины*.

По гидрологическому режиму различают *бессточные, проточные и озёра с перемежающимся стоком*.

По химическому составу воды на основе общей минерализации выделяют *озёра пресные* (минерализация менее 1 г/л), *солончатые* (1–25 г/л) и *солёные* (более 25 г/л). По составу анионов и катионов: *содовые, сульфатные, хлоридные и смешанного состава*.

9.2. Геологическая деятельность озёр

Геологическая деятельность озёр проявляется в разрушении берегов и прибрежных частей дна водоёма (*абразия*), транспортировке и сортировке обломочного материала внутри водоёма, накоплении (аккумуляции) осадков (рис. 9.1 и 9.2).



Рис. 9.1. Разрушение абразионного берега и образование пляжа

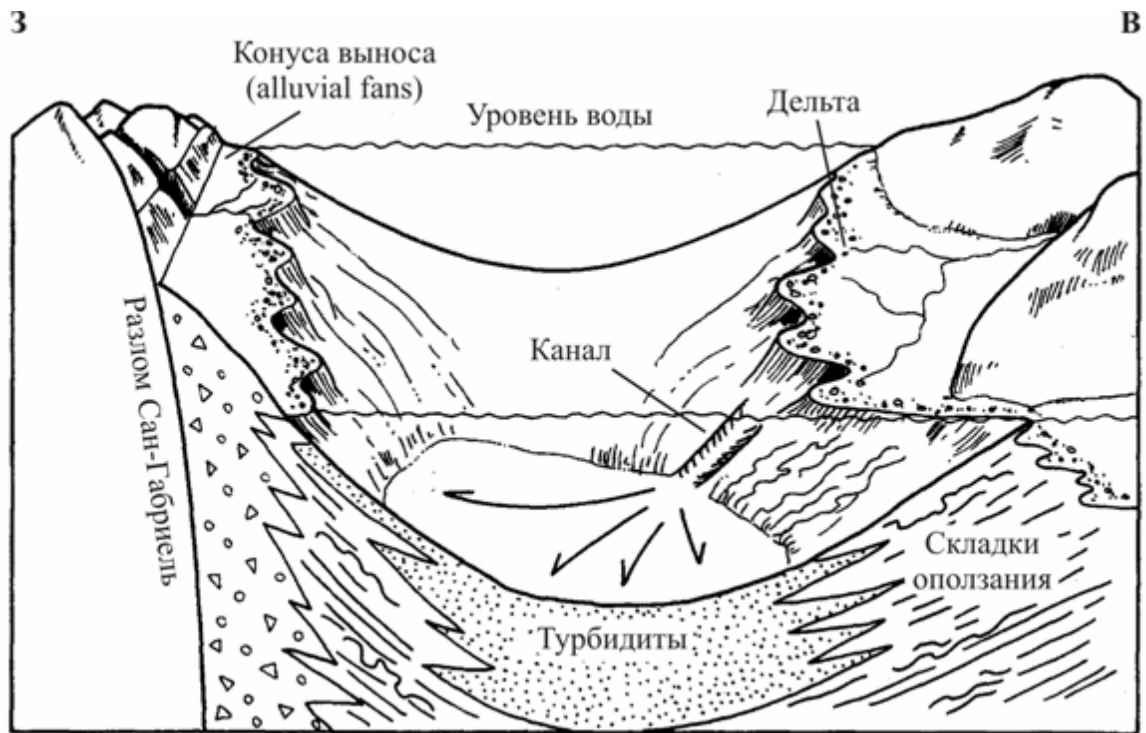


Рис. 9.2. Схема формирования озёрных осадков

Разрушение берегов и прибрежных частей дна водоёма осуществляется ветровыми и сгонно-нагонными волнами и вдольбереговыми течениями.

Транспортировка и сортировка обломочного материала происходит в результате волнения (взмучивание и дифференциация), действия вдольбереговых течений, подводных оползней и мутьевых потоков.

Аккумуляция осадков на дне водоёма контролируется климатическими особенностями, характером рельефа местности, морфологией (размеры, форма, глубина) и степенью проточности бассейна, геологическим строением водосборного бассейна.

9.3. Классификация озёрных осадков

На дне озёрных водоёмов накапливаются обломочные, хемогенные и органогенные осадки.

Обломочные осадки могут быть представлены грубообломочными (псефиты), среднеобломочными (псаммиты), мелкообломочными (алевриты) разностями и пелитами.

Хемогенные осадки встречаются в озёрах, находящихся во всех климатических зонах. Среди них выделяются *карбонатные, сульфатные, галоидные осадки, бобовые железные руды* и др. В качестве примера можно привести схему строения (поперечный профиль) солёного оз. Шунет в Минусинском прогибе (рис. 9.3). Здесь донные отложения имеют грязево-солевой состав, содержащий включения кристаллических сульфатов.

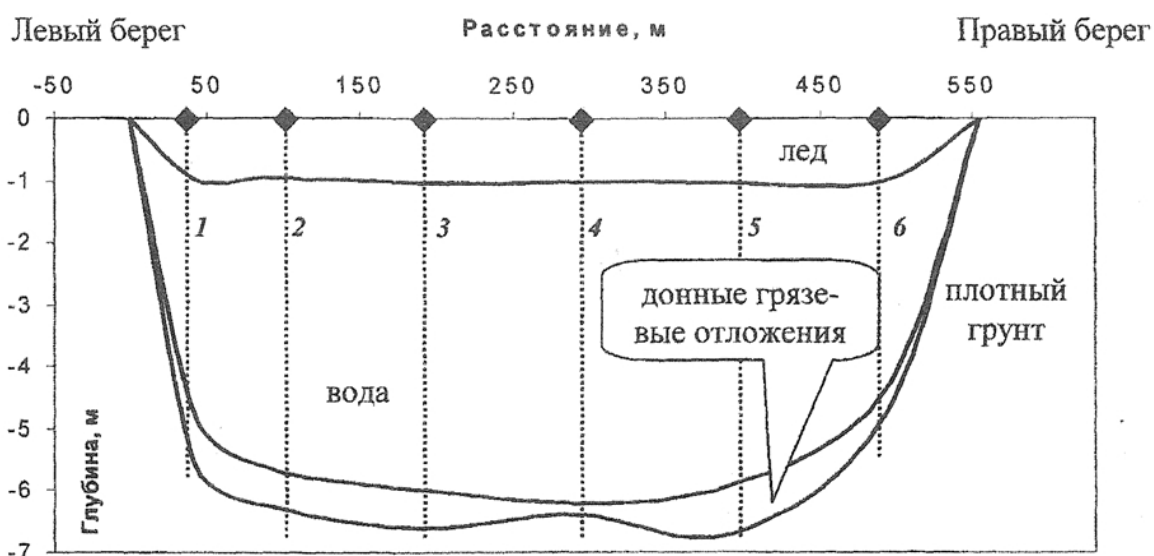


Рис. 9.3. Поперечный профиль солёного оз. Шунет (Минусинский прогиб) (по В.П. Парначёву и др., 1997)

Органогенные осадки включают минеральные органогенные осадки (*озёрные ракушечники и диатомиты*) и органические осадки (*сапропели*).

9.4. Озера искусственного происхождения (водохранилища)

Водоохранилища представляют собой подпорные гидротехнические сооружения – искусственные озёра. В мире насчитывается свыше 100 тысяч водохранилищ с объёмом воды более 1 млн м³ каждое. В России количество разномасштабных водохранилищ приближается к 2250 тысячам, среди которых наиболее крупными по площади водного зеркала является Куйбышевское (6450 км²), по объёму и длине – Братское (169 км³ и 570 км соответственно), по глубине (около 200 м) – Саяно-Шушенское.

Геологическая деятельность водохранилищ в общих чертах сходна с деятельностью озёр. Отличительные особенности проявляются в более интенсивном разрушении берегов во время штормов и в результате оползневых явлений, размыве и перераспределении донных отложений при подъёме и падении уровней воды, повышении уровня грунтовых вод на прилегающих территориях, появлении наведённой сейсмичности.

9.5. Геологическая деятельность болот

Болотом называют участок земной поверхности, характеризующийся избыточным увлажнением верхних горизонтов почв, грунтов и горных пород, развитием болотной растительности и образованием торфа (рис. 9.4). В мире болота и заболоченные земли занимают площадь около 2.68 млн км² (1.8 % суши), в России – 0.62 млн км² (3.7 %), в Западной Сибири – до 50 % территории суши.

Болота подразделяются на континентальные и болота приморских низин (мангровых лесов).

Среди континентальных болот выделяются низинные, верховые и болота переходного типа.

Низинные болота большей частью образуются на месте озёрных водоёмов. В них произрастает автотрофная растительность (осоки, хвощи, зелёные мхи, ольха, берёза и др.), использующая в качестве питания минеральные соединения из подстилающих осадков и поступающих с окружающей суши вод. Образующийся в низинных болотах торф характеризуется низкой теплотворной способностью и высокой зольностью

Верховые болота располагаются на водоразделах. Для них характерна олиготрофная растительность (белый сфагновый и зелёный гипновый мох) с преимущественным водным питанием за счёт атмосферных осадков. Образующийся в верховых болотах торф отличается высокой теплотворной способностью и низкой зольностью.



Рис. 9.4. Вид низинного болота в средней полосе Сибири

Болота переходного типа (промежуточные) обладают признаками, характерными как для низинных, так и для верховых болот.

Болота приморских низин занимают обширные пространства побережий во влажных субтропиках и тропиках, периодически затопляемые водами во время приливов и отливов. Здесь развиваются особые типы древесной растительности – мангровые деревья, имеющие ходульные и дыхательные корни.

Болотное осадконакопление проявляется в образовании болотной извести (гажи), болотного мергеля, болотных железных руд (сидерита и лимонита), фосфатных руд (вивианита), а также торфа. Торф формируется за счёт гумификации растительных остатков без доступа кислорода. Последующее преобразование торфа приводит к формированию бурого, каменного угля и антрацита.

Вопросы для самоконтроля

1. Дать определение термина «озеро».
2. Классификация озёрных котловин по происхождению.
3. Классификация озёр по гидрологическому режиму и химическому составу воды.
4. В чём заключается геологическая деятельность озёр?
5. Охарактеризуйте озёрные осадки.
6. Различие геологической деятельности озёр и водохранилищ.
7. Типы болот.
8. Болотное осадконакопление.

ГЛАВА 10. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Ледник – естественная масса кристаллического льда и фирна, образованная из атмосферных, преимущественно твердых осадков. Он имеет значительные размеры, существует значительное время, расположен главным образом на суше и находится в движении.

Ледники занимают значительное место на Земле. На суше они покрывают 16.3 млн км², что составляет около 10 % её поверхности. В полярных областях ледниковый покров распространяется и на мелководную шельфовую область моря. Общий объем льда, содержащегося в ледниках, оценивается в 30 млн км³.

Для образования ледника необходимы следующие основные условия: низкая среднегодовая температура, большое количество осадков, выпадающих в виде снега, наличие пологих склонов и впадин, защищенных от солнца и ветра.

Условия круглогодичного сохранения устойчивого снежного покрова имеются: 1) в странах с холодным климатом и 2) в высокогорных областях различных климатических зон. При этом высоты, на которых образуются ледники в разных районах земного шара, неодинаковы и зависят от широты местности.

Уровень, выше которого снег не успевает растаять за лето, называют *снеговой линией*, гипсометрическое положение которой зависит от климатических условий. Накопление мощных, долгое время сохраняющихся толщ снега возможно только выше снеговой линии. Самое низкое положение снеговой линии наблюдается в Антарктиде и соответствует уровню океана. При движении от полярных районов к экватору высота снеговой линии все время растет, достигая максимальных величин 5–6 км в горах тропических зон.

Отчетливо на высоту снеговой линии влияет экспозиция горных склонов. На северных склонах снеговая граница ниже, чем на южных. Разница здесь также достигает 300–800 м.

Нижняя граница распространения отдельных снежных пятен (снежников), приуроченных к углублениям рельефа на затененных горных склонах, называют орографической снеговой линией.

10.1. Фирн и глетчерный лед

Ледники состоят из так называемого *глетчерного льда*, который в отличие от других типов льда, возникающих при замерзании воды, *образуется из снега*.

Накопление мощных толщ снега и преобразование его в глетчерный лед происходит под воздействием солнца, сублимации, давления.

Снег выпадает в виде кристаллов, форма которых различна. Летом под воздействием солнечных лучей рыхлый снег с поверхности начинает оттаивать, отдельные снежинки оплавляются, а ночью при замерзании превращаются в округлые зерна. Часть талой воды просачивается в рыхлый снег глубже и также оплавляет снежинки. Подобный процесс протекает с каждой новой порцией выпавшего снега. Таким образом, рыхлый снег превращается в более компактную массу – в *зернистый снег* или *фирн*.

Большое значение в процессах преобразования снега в фирн и далее в лед имеют процессы сублимации (возгона), под которыми понимается испарение льда. Упругость пара над поверхностью льда зависит от температуры, размеров и формы кристаллов (кривизны поверхности кристаллов). Над мелкими кристаллами давление водяного пара больше, над крупными – меньше. В результате этого происходит перемещение водяного пара от мелких кристаллов в более крупные и рост их.

При сублимации освобождается также тепло, благодаря которому происходит вначале оттаивание поверхности, а затем сплавление отдельных кристаллов и образование более крупных кристаллических сростков льда.

Давление вышележащих слоев снега и фирна реализуется в уплотнении фирна, вытеснении воздуха, смерзании отдельных кристаллических сростков и образовании вначале *белого фирнового льда*, а затем – голубого чистого *прозрачного глетчерного льда*. Глетчерный лед составляет основное тело ледников. На образование 1 м³ глетчерного льда расходуется более 11 м³ снега.

Глетчерный лед имеет зернистое строение, напоминающее строение гранита: слагающие его кристаллы относительно изометричны и имеют неправильную форму. Глетчерному льду свойственна слоистая текстура, обусловленная периодичностью выпадения снега. Эта слоистость или полосчатость подчеркивается темными прослойками пылевидных частиц, навеванных ветром на поверхность снега в промежутках между снегопадами.

Кроме того, в массе льда чередуются неодинаково уплотненные прослойки: беловатые от пузырьков воздуха и голубоватые прозрачные.

Обширные пологовогнутые заснеженные котловины, где происходит накопление снега и превращение его в фирн, носят название *фирновых полей*, которые представляют собой *область питания ледника*. Из области питания ледник стекает вниз по склону. Эта зона стекания ледника называется *областью стока*.

10.2. Типы ледников

В зависимости от соотношения областей питания и стока, от размеров и формы ледники подразделяются на три типа: горные (альпийского типа), покровные и промежуточного типа.

Ледники горные или *ледники альпийского типа* занимают площадь 282,6 тыс. км², что составляет менее 2% от общей площади оледенения Земного шара. Они существуют во всех климатических поясах, отличаются большим разнообразием морфологических типов строения, режима внешнего и внутреннего массоэнергосообъема, динамики ледниковых языков.

Горные или альпийские ледники распространены в молодых высокогорных районах. Они приурочены к депрессиям в рельефе: впадинам, ущельям, долинам рек. Область питания горных ледников находится выше снеговой линии, выражена отчетливо и имеет форму цирка, окруженного амфитеатром гребней и пиков. Лед стекает по горным долинам с крутыми склонами, образуя один или несколько ледяных потоков – языков. Такого типа ледники развиты в Альпах, Гималаях, на Тянь-Шане, Памире, Алтае, Саянах, Кавказе и т.д.

Среди горных ледников выделяют долинные ледники альпийские и туркестанские, простые и сложные, мелкие изолированные недоразвитые или реликтовые, т.е. остаточные горные ледники (каровые и висячие).

Покровные или *материковые ледники*, покрывающие целые острова и континенты. Снеговая линия здесь проходит на уровне моря или немного выше его, вследствие чего лед и фирн формируются даже на поверхности низменных равнин. Характерными особенностями покровных ледников, отличающими их от горных, являются следующие признаки: отсутствие влияния доледникового рельефа на их распространение, отсутствие четкого деления областей питания и стока, радиальный характер движения льда к окраинам ледникового покрова, большая мощность льда, плосковыпуклая форма поверхности ледника, образующая подобие щита или купола. Примерами покровных ледников являются ледники Гренландии и Антарктиды.

Гренландский ледник покрывает около 80 % площади острова, составляя 1,8 млн км². Его мощность достигает 3,4 км. Средняя годовая

температура ледника варьирует от -24 до -32°C (в феврале – -47° , в июле – -11°). В окраинных частях ледника из-под его поверхности выступают скалистые горные вершины – *нунатаки*. Ледяной щит в отдельных местах выдвигается к морю в виде крупных лопастей. Местами лед перетекает через горные перевалы и дает начало крупным долинным ледникам, называемым выводными или разгрузочными. Многие выводные ледники характеризуются значительными размерами, а их концы находятся на плаву. От краевых частей ледников, достигающих моря, периодически откалываются айсберги, высота которых над водой достигает 70–80 м.

Ледник Антарктиды занимает площадь около 14 млн км² при средней мощности около 2 км и максимальной – 4 км. Его объем достигает 24 млн км³, что составляет 80 % объема всех ледников мира.

Анализ последнего рельефа Антарктиды показал наличие высоких горных хребтов различного простирания и обширных равнин, поверхность которых в ряде случаев опущена на сотни метров ниже уровня моря.

В центральных областях Антарктиды среднегодовая температура воздуха достигает -57°C при абсолютных минимумах $-88,3^{\circ}\text{C}$. (VIII.1960 г., район станции Восток). Но в районах небольших оазисов температура в теплые сезоны может быть и положительной.

Ледники промежуточного типа включают два подтипа: плоскогорные ледники (скандинавский подтип) и предгорные ледники или ледники подножий (маяспинский подтип).

Плоскогорные ледники или ледники скандинавского подтипа характеризуются смешением свойств материковых и горных ледников. Они приурочены к выровненным вершинным поверхностям древних гор, покрывая их сплошным чехлом площадью в сотни кв. км. Передвигаясь от центра к периферии, промежуточные ледники используют для своего стока долины рек, ущелья, по которым спускаются в виде ледяных потоков и языков. Примером является ледниковый массив южной части Норвегии – Юстедаль, площадью около 940 км². Он состоит из главного ледяного щита (640 км²), из которого вытекает несколько десятков ледников, спускающихся по долинам в виде коротких языков. В России к подобным ледникам можно отнести ледники Эльбруса и Казбека.

Предгорные ледники или ледники подножий (маяспинский тип) формируются у подножий высоких расчлененных гор при большом количестве выпадающих там твердых осадков. Питание и сток имеют характеристики типичных горных долинных ледников. Но благодаря обильному питанию фирновых бассейнов долинные глетчеры выходят

из пределов гор на предгорную долину. При этом расширенные веерообразные концы долинных ледников сливаются друг с другом, образуя у подножия гор сплошной ледяной покров – *предгорный ледник*. Примером является предгорный ледник Маляспина на Тихоокеанском побережье Аляски. Маляспинский ледяной покров возник при слиянии концов ряда долинных ледников и занимает площадь около 3800 км². Местами он достигает моря.

Подобные ледники, судя по следам, были развиты в Альпах во время древних оледенений.

Все охарактеризованные типы ледников связаны взаимными переходами. Похолодание климата или увеличение доли твердых атмосферных осадков могут привести к смене простых форм ледников все более сложными, вплоть до образования материкового оледенения.

Возможен и обратный процесс.

10.3. Географическое распространение современных ледников

Ледники особенно широко распространены на материках и островах полярных областей и, кроме того, развиты в высоких горных системах других климатических зон. На Земле ледники покрывают площадь около 16.3 млн км² или 11% площади суши. Ледники по континентам Земли распределяются следующим образом: Гренландия – 1803 тыс. км², ледники Арктики – 280 тыс. км², горные ледники – 283 тыс. км², Антарктида – 13900 тыс. км².

Таблица 10.1

Распространение ледников в горах СНГ по П.А.Окишеву (2001)

Область или района распространения	Количество ледников	Площадь оледенения, км ²
Памир	7110	7515,4
Тянь-Шань	7787	7325,8
Гиссаро-Алай	3859	2293,2
Большой Кавказ	2074	1424,4
Джунгарский Алатау	1369	1000,0
Алтай	1499	906,5
Камчатка	405	874,1
Корякский хребет	1335	259,7
Хребет Черского	372	156,2
Горы Бырранга	96	30,5
Саяны	105	30,3
Урал	143	28,7
Кодар	30	18,8
Кузнецкий Алатау	91	6,8
Малый Кавказ	42	3,8
о. Врангеля	101	3,5
Хибины	4	0,1
ИТОГО	26717	22116,9

В СНГ максимальные площади оледенений распространены на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, горах Тянь-Шаня, Памире и Кавказе. Количество горных ледников и занимаемая ими площадь по данным П.А. Окишева (2001) приведены в табл. 7.1.

10.4. Режим ледника

Под режимом ледников понимается: питание ледника (количество выпадающих осадков в фирновом бассейне), движение ледника или сток, уменьшение массы ледника в результате таяния, испарения, механического разрушения (абляция).

Баланс ледника или баланс массы ледника – соотношение прихода и расхода массы снега и льда на леднике за определенное время. Баланс ледника может быть положительным, когда количество выпадающих осадков превышает таяние и абляцию, или отрицательным, когда таяние и абляция превышает аккумуляцию.

Обычно у ледников баланс положительный в области питания и отрицательный в концевой части языка.

Движение ледников. Важнейшей особенностью льда является его пластичность и способность течь под давлением.

Вместе с тем, несмотря на пластичность глетчерный лед реагирует на быстрые напряжения как твердое хрупкое тело, в котором возникают трещины и сколы. Исходя из сочетания пластичности и хрупкости льда, движение ледников представляет собой сложный процесс, несколько различный для горных долинных и материковых ледников.

В горных долинных ледниках, где наблюдаются значительные продольные уклоны дна горных долин, под действием силы тяжести наблюдается не только вязко-пластичное течение льда, но и скольжение его по ложу. Это скольжение иногда усиливается благодаря появлению в ложе воды, действующей как смазка.

Кроме того, в результате образования различных сколов из-за неровностей рельефа и других причин имеет место скольжение по этим внутренним плоскостям отдельных ледниковых блоков друг относительно друга внутри ледниковой толщи. Происходят сдвиговые, надвиговые деформации, нередко образуются чешуйчатые надвиги.

Скорости движения ледников меняются в разное время суток, в разные времена года, отдельные годы и столетия. Так, в 1963 г. ледник Медвежий на Памире двигался со скоростью до 50 м/сут, а в отдельные моменты до 100–150 м/сут вместо обычных 1 м/сут. При этом отмечаются различные скорости движения и в продольном, и в поперечном сечении ледникового языка.

В материковых или покровных ледниках наибольшее значение имеет пластичное растекание льда по радиусам от центра к периферии ледникового щита. Это связано с разницей в давлении с уменьшением мощности льда от центра к краевым частям ледникового покрова. Крайним частям материковых ледников также свойственны внутренние сколы и перемещение по ним льда в виде надвигов. Скорости движения льда в материковых ледниках небольшая – 0,03–0,35 м/сут. Но они резко увеличиваются на периферии до 3–30 м/сут.

Край или нижняя граница ледника фиксирует положение равновесия между приходом и расходом льда. Оно может быть стационарным – размеры ледника остаются более или менее постоянными.

При увеличении питания фирнового бассейна и при неизменной абляции (стаивании и испарении) ледник перемещается вперед, в этом случае говорят о наступании ледника. При уменьшении питания и притока льда или при увеличении величины абляции ледник будет отодвигаться назад, укорачиваться, что характеризует отступление ледника.

При своем движении ледники испытывают деформации, приводящие к возникновению разноориентированных разломов и трещин (боковых, краевых, поперечных, продольных и др.). Глубина трещин определяется мощностью ледника и достигает 100–250 м. Ширина их колеблется от первых сантиметров до десятков метров. Длина – до первых сотен метров.

Продольные, поперечные, боковые трещины расчленяют поверхность ледника. Это расчленение усиливается в результате действия талой воды. Своеобразной формой поверхности рельефа ледников являются так называемые *кающиеся снега и льда (снега кающихся)* – остроконечные образования на поверхности фирна и льда, наклоненные в направлении полуденного положения солнца и напоминающие издали коленопреклоненные фигуры молящихся.

10.5. Геологическая деятельность ледников

Геологическая деятельность ледников включает разрушение, транспортировку и отложение (аккумуляцию) осадков.

Разрушительная работа ледников в процессе движения получила название *ледниковой эрозии или экзарации*.

Экзарационные явления усиливаются при больших мощностях ледников, создающих на ложе ледника повышенные давления. Но основным фактором разрушительной работы являются обломки горных пород, захваченных ледником при своем движении и вмержших в его придонные части. Такая ледово-каменная «паста» истирает, полирует, бороздит подстилающие горные породы. На их поверхности возникают

царапины, штрихи, борозды, называемые *ледниковыми шрамами* и указывающие направления движения ледника. Обычно такие шрамы имеют длину от одного до нескольких метров, относительно небольшую ширину и глубину в несколько миллиметров и сантиметров.

Выступы, сложенные твердыми коренными породами, ледник при движении сглаживает, округляет, полирует и шлифует. В результате возникают своеобразные удлиненные формы – «*бараньи лбы*». В продольном направлении они ассиметричны: пологие со стороны движения ледника и крутые, менее затронутые полировкой с противоположного (дистального) края. Сочетание множества «бараньих лбов» образует ряд сглаженных ассиметричных выступов и углублений, называемых «*курчавыми скалами*».

Вследствие различной прочности пород, слагающих ледниковое ложе (различной их трещиноватости), ледники выпахивают отдельные углубления, большей частью вытянутые по направлению движения ледника, так называемые *котловины или ванны выпахивания*. Большая часть озер Финляндии и Карелии является такими котловинами выпахивания.

Обломочный материал подвергается в теле ледника дальнейшей обработке. Крупный материал истирается, округляется, их поверхность полируется, покрывается штрихами и царапинами. Иногда очень крупные массивы горных пород, размером до 20–30 м могут быть впаяны в лед, сорваны с места и перенесены на значительные расстояния. Такие массивы называются *отторженцами*.

Под напором ледника могут на отдельных участках меняться первичные формы залегания слоев с образованием складок, срывов, надвигов, носящих название *ледниковых дислокаций или гляциодислокаций*.

Ледниковая эрозия формирует новые формы рельефа, какими являются «*бараньи лбы*», «*курчавые скалы*», *ледниковые кары, цирки, троговые долины, долинные ригели, котловины языковых бассейнов, висячие долины притоков*.

В продольном профиле троговым долинам свойственна неровность дна, проявляющаяся в присутствии многочисленных поперечных уступов (*ригели*) и углублений (*ванны выпахивания*).

Дно и склоны трога несут следы ледниковой обработки – штрихи, полировка, бараньи лбы, курчавые скалы.

Висячие долины притоков: в троговых долинах нередко устьевые части притоков оказываются подвешенными на стенках главного трога. Это может произойти либо в результате непосредственного срезания ледником концов боковых притоков, либо при неравномерном углубле-

нии в главной долине и боковых притоках. Это одна из причин возникновения водопадов.

Транспортировка ледниками обломочного материала, состоящего из продуктов надледникового и подледникового выветривания, а также обломков, возникающих при экзарации.

Весь этот обломочный материал, попадающий в тело ледника, переносимый и откладываемый им, называется мореной. *Морена* – термин широкого употребления: это массы обломочного материала горных пород, перемещаемые ледниками, морфологические элементы ледников, представляющие собой гряды мореносодержащего льда, покрытые чехлом моренного материала, ледниковые отложения, формы рельефа (холмы, гряды), образованные в результате аккумуляции ледниковых отложений.

Моренный обломочный материал и сами морены можно подразделить на движущиеся (поверхностные боковые, срединные, покрывающие всю поверхность ледника, внутренние и донные) и конечные.

Движущиеся морены в покровных ледниках представлены донными и внутренними моренами. Внутренние морены возникают в результате чешуйчатого надвигания отдельных блоков льда по внутренним плоскостям скола. Поверхностные морены могут образовываться в краевых частях ледниковых покровов, где имеются скальные выступы – нунатаки, обтекаемые льдом.

Обломочный материал, содержащийся в теле ледника или на его поверхности, при благоприятных условиях начинает откладываться в процессе движения льда. При этом образуются собственно ледниковые отложения и вводно-ледниковые отложения.

Собственно ледниковые отложения особенно интенсивно формируются в процессе отступления ледника, т.е. его таяния, когда на поверхности подледникового ложа остаются (оседают) все перечисленные выше морены – боковые, срединные и др. Среди отложенных морен выделяют конечные или краевые и основные.

Конечные морены сложены обломочным материалом, принесенным и сгруженным у края ледникового языка. В формировании конечной морены принимают участие все виды движущихся морен. При длительном стационарном положении конца ледника образуются целые гряды или валы обломочного материала высотой до 30–40 м. Они могут задерживать вытекающие из-под ледника воды и создавать подпрудные озера, которые могут прорываться потоками и быть расчлененными на отдельные гряды и т.д.

При наступании ледника морена конечная может быть разрушена, переработана и отложена на новом месте.

При непрерывном отступании ледника конечная морена не образуется, а обломочный материал откладывается на освобождаемой ото льда площади равномерно, формируя *основную морену*. Последняя представляет собой накопление всего обломочного материала на поверхности подледникового ложа в процессе стаивания ледника. При стаивании ледника постепенно начинает оседать и концентрироваться обломочный материал, находящийся в верхних частях ледникового тела, образуя *абляционную морену*.

При полном стаивании льда абляционная морена накладывается (проецируется) на донную морену, формируя основную морену. Последняя в районах бывшего оледенения слагает почти сплошной покров, образуя равнинно-моренный или холмисто-моренный рельеф, местами осложнённый продолговатыми холмами (*друмлинами*).

В случае выдвигания ледниковых лопастей в область шельфа (материковые или покровные ледники), обламывающиеся айсберги при таянии теряют обломочный материал, присутствующий в них в виде донной морены. Такие выпадающие обломки разной степени насыщают первично морские донные слоистые осадки. Они называются ледниково-морскими осадками.

Водно-ледниковые отложения накапливаются в теле ледника в водной среде. При таянии на леднике возникают талые воды, которые образуют целые реки в ледяных берегах с разветвленной сетью притоков. Они протекают то по поверхности, то внутри тела ледника, то по его ложу и, достигая конца ледника, выходят из него в виде временных или постоянных потоков.

Эти потоки при своем движении размывают не только лед и коренные породы ложа, но и моренный обломочный материал. Этот материал водными потоками переносится и откладывается в виде так называемых флювиогляциальных отложений. При этом образуются характерные формы рельефа: *зандры, озы, камы и камовые террасы*.

Зандры – слоистые пески с галькой и гравием, слагающие пологоволнистые равнины, расположенные за внешним краем конечных морен. Они представляют собой слившиеся конусы выноса подледниковых потоков – *зандровые песчаные поля*.

Озы или эскеры – узкие длинные гряды или валы длиной до нескольких км и высотой от 3–5 до 50 м, сложенные хорошо промытыми слоистыми разнозернистыми песками и гравием. Считается, что это отложения либо русловых потоков, спроецированные на подледниковое ложе в результате таяния ледника, либо дельтовые отложения отступающего подледникового потока.

Камы (нем. *Kamm* – гребень) – холмы, высотой до 10–15 м, сложенные разнообразным материалом, в том числе и тонкими слоистыми глинами. Предполагается, что это осадки озер, возникшие на (или в) теле ледника, куда стекали многочисленные ручьи. Накопившийся обломочный материал при стаивании ледника проецировался на его ложе и образовывал холмы – камы.

Камовые террасы сложены слоистыми песками с гравием и галькой и приурочены к краевым частям долин. Они образуются в результате деятельности текущих потоков или озер, располагающихся между ледниками и примыкающим склоном долины.

Озерно-ледниковые или лимно-гляциальные отложения образуются в приледниковых озерах, возникающих в результате подпруживания выходящих подледниковых потоков, или подпруживания рек, текущих навстречу леднику (материковому). Примером является Мансийское озеро, возникшее в результате подпруживания рек Оби и Иртыша ледником. На дне таких озер образуются своеобразные чередующиеся осадки из мелкозернистых песков и глин – *ленточные глины*. Их формирование связано с сезонными изменениями в режиме ледника: интенсивным таянием ледников летом и заметным снижением активности водных потоков зимой.

10.6. Древние оледенения в истории Земли

Для областей оледенения характерны особые формы рельефа и осадков – ледниковых и водно-ледниковых, которые позволяют реставрировать развитие оледенения в прошлом Земли. К таким формам можно отнести и так называемые *эратические валуны*. На северо-западе Русской равнины в глинах уже давно отмечались исстрихованные сглаженные валуны гранитов и гнейсов, коренные выходы которых известны в Скандинавии.

Таблица 10.2

Альпы	Время, тыс. лет назад	Россия
Вюрмское	100	Валдайское Московское
Рисское	300	Днепровское
Миндельское	450	Окское
Гюнцское (конец неогена)	1200	Варяжское (?)

Установлен факт, что в четвертичный период мощные материковые льды покрывали огромные пространства СССР, Западной Европы и Америки, оставляя после себя морены и зандровые поля и другие фор-

мы ледникового рельефа. Установлено, что за эти 1,5 млн лет было несколько оледенений и межледниковий (табл. 10.2).

Границы распространения древних четвертичных оледенений охватывает центральную часть Европейской территории России, опускаясь языками вниз по долинам рек Днепр и Дон.

В Сибири границей являлось широтное течение р. Оби, нижнее течение р. Енисей. Этот ледниковый покров подпруживал сток крупных рек, в результате чего возникли огромные озера-моря – Мансийское, Енисейское. Сток из этих подпрудных озер осуществлялся по крупным каналам прорыва – *спиллвеям*: Кетский спиллвей, Тобольский спиллвей.

10.7. Особенности строения и состава морен древних оледенений

Состав моренных отложений разнообразен и связан с захватом коренных горных пород, по которым перемещался ледник. Под Ленинградом в обломках морен присутствуют синие кембрийские глины, в Подмосковье – красноцветные отложения девона, перми и триаса формируют красно-бурые валунные суглинки. Громадные блоки коренных пород, сорванные с ложа ледника и перемещенные на десятки и сотни километров называют *отторженцам*. Между городами Вышним Волочком и Торжком Тверской области существует холмистая гряда – Вышневолоцко-Новоторженский вал длиной около 100 км и шириной 4–15 км. Он сложен нижнекаменноугольными известняками, под которыми бурением установлены моренные отложения. Предполагается, что известняки перемещены на 100–120 км.

Для моренных отложений характерно отсутствие слоистости и сортировки обломочного материала, а для древних основных морен – большая уплотненность, что объясняется их образованием большей частью подо льдом из донных морен.

10.8. Древние палеозойские и докембрийские оледенения

Следы древних ледниковых отложений встречаются не только в четвертичном, но и в более древних периодах.

В Индии на границе карбона и перми (290 млн лет) встречены скопления валунов с ледниковой штриховкой, выступы бараньих лбов, ленточные глины, конгломераты, состоящие из неслоистого плохо сортированного материала (*тиллиты*). Такие же породы встречены в Южной Африке, Австралии и Южной Америке, Антарктиде. Считается, что в позднекаменноугольное время эти материки составляли единый суперконтинент – Гондвану, который находился в высоких широтах.

Известны и докембрийские оледенения. Б.М. Келлером и Н.М. Чу-маковым изучены и описаны вендские тиллиты (570–660 млн лет) на Среднем и Южном Урале, в Белоруссии, на Шпицбергене, во Франции.

Возможно, были и более древние оледенения рифейского (680–1650 млн лет) и раннепротерозойского возраста (1650–2500 млн лет.), но породы этого возраста большей частью сильно изменены, и следы оледенения существенно затушеваны.

10.9. Причины оледенения

Причины оледенения объясняются несколькими гипотезами:

1. Космические причины, в частности, периодическое изменение солнечной радиации; наличие космической туманности, сквозь которую периодически проходит солнечная система.

2. Периодическое изменение элементов земной орбиты, наклона эклиптики, величины эксцентриситета, смещение перигелия.

3. Действие земных факторов: изменение содержания в атмосфере CO_2 , экранирующее значение вулканической пыли, горизонтальное перемещение материков, рост рельефа.

Все эти причины могут влиять на распределение оледенения, но не дают однозначного и исчерпывающего ответа на закономерности проявления оледенений в истории Земли.

Вопросы для самоконтроля

1. Охарактеризовать последовательность образования глетчерного льда.
2. Какие Вы знаете типы ледников?
3. Охарактеризовать механизм движения ледников.
4. В чём заключается транспортирующая роль ледников?
5. Что такое морены и их классификация.
6. Типы ледниковых и вводно-ледниковых отложений.
7. Возрастные рубежи оледенений в истории Земли.
8. Причины оледенений.

ГЛАВА 11. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В МЕРЗЛОЙ ЗОНЕ ЛИТОСФЕРЫ – КРИОЛИТОЗОНЕ

Мерзлые горные породы характеризуются нулевой или отрицательной температурой и присутствием в них льда в порах и трещинах. Поверхностные слои почв и грунтов подвергаются сезонному промерзанию зимой и оттаиванию в весенне-летнее время. Наибольшая глубина промерзания наблюдается в северных районах, а наименьшая – в южных. Этот слой периодического промерзания и оттаивания называется *деятельным слоем*. Он отличается большой динамичностью и еще называется *сезонно-промерзающим* или *сезонно-мерзлым* слоем.

Ниже его на обширных пространствах России, Канады и США на некоторой глубине находятся мерзлые горные породы никогда не оттаивающие летом. Эта мерзлота существует тысячелетия и десятки тысячелетий и получила название *«вечной мерзлоты»* или, что употребляется чаще, *«многолетнемерзлотных горных пород»* (ММП). Зона распространения ММП называется *криолитозоной*, а наука о закономерностях формирования, распространения ММП и о процессах, происходящих в криолитозоне, называется *геокриологией*.

11.1. Распространение и мощность ММП

Южной границей распространения ММП считается изотерма 0° на глубине 10 м от поверхности. Южнее ММП развиты в виде отдельных островов и мощность их составляет 10–25 м. К северу островная мерзлота увеличивается и в размерах (по площади), и по мощности (до 40–60 м) и сменяется сплошным распространением ММП. Мощность их увеличивается до 400–500 и даже 1000 м.

Среди ММП отмечаются *«талики»* – массив в ММП, имеющий температуру выше 0°C в течение всего года и влагу в жидкой форме. В случае сильной минерализации воды температура грунта и воды в талике может быть и отрицательной. Талики бывают двух типов: 1) сквозные, т.е. распространяющиеся на всю мощность мерзлой толщи; 2) замкнутые снизу ММП и 3) внутренние.

Для горных систем характерно островное высотное-поясное распространение ММП. Мощность их здесь зависит от высоты, экспозиции склонов и достигает 100–200 м.

11.2. Типы подземных льдов

Лед является составной частью мерзлой горной породы, но характер его проявления различен. Выделяются следующие группы льда:

1. *Лед-цемент* располагается между зернами породы и цементирует ее.

2. *Жильные льды* заполняют различные трещины в горных породах.

3. *Повторножильные льды* являются результатом многократно повторяющегося процесса льдообразования в трещинах, которые сезонно возникают в одном и том же месте. Повторножильные льды формируются в течение сотен и тысяч лет и разрастаются и в ширину (до 5–8 м мощности) и на глубину (до 70–80 м).

4. *Пещерные льды* – натечные массы льда в карстовых и термокарстовых пещерах.

5. *Погребенные льды*, захороненные более молодыми осадками, промерзшие до дна озера или снежника и наледи.

11.3. Подземные воды

Наличие ММП определяет своеобразное распределение подземных вод и их режим. Среди подземных вод выделяют:

1) надмерзлотные воды; 2) межмерзлотные воды; 3) внутримерзлотные воды; 4) подмерзлотные воды.

1. *Надмерзлотные воды* подразделяются на три группы:

1.1. Надмерзлотные воды сезонно талого слоя образуются при оттаивании (активного) деятельного слоя в весенне-летнее время. Основное питание их происходит за счет атмосферных осадков, а движение идет по склону поверхности земли. Водоупорным ложем являются ММП. Воды преимущественно пресные.

1.2. Надмерзлотные воды несквозных таликов включают подозерные, подрусовые и прирусовые пойменные несквозные талики. Они существуют благодаря отепляющему воздействию водоемов и водотоков. Питание этих вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично речных и озерных вод, вследствие чего воды слабо минерализованы.

1.3. Надмерзлотные воды сквозных таликов. Среди них выделяются:

1.3.1. Инфильтрационные талики, характеризующиеся нисходящим движением вод;

1.3.2. Напорно-фильтрационные талики, характеризующиеся восходящим движением вод.

2. *Межмерзлотные воды* приурочены и заключены в ММП и имеют гидравлическую связь с другими типами вод криолитозоны.

3. *Внутримерзлотные воды* ограничены ММП со всех сторон и не связаны с другими типами вод.

Межмерзлотные и внутримерзлотные воды отличаются наиболее низкой температурой, порой даже отрицательной, если воды характеризуются высокой минерализацией.

4. Подмерзлотные воды располагаются непосредственно ниже ММП. Питание они получают за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, а очагами питания и разгрузки являются талики, зоны тектонических нарушений. Температура этих вод близка к 0 °С у контакта с ММП и повышается с глубиной. Воды пресные и солоноватые. Высокоминерализованные воды называются *криогалинными* или *криопэгами*.

11.4. Физико-геологические явления в криолитозоне

Наличие на относительно небольшой глубине ММП с включениями льда, сезонные процессы промерзания и оттаивания, вызывают ряд физико-геологических (или мерзлотно-геологических) процессов и явлений, создающих своеобразные формы рельефа. Среди них выделяются формы, обусловленные: 1) морозным пучением; 2) склоновыми процессами; 3) деградацией мерзлоты.

Морозное пучение проявляется в деформациях поверхности Земли – поднятии (вспучивании) и последующим опусканием. К формам рельефа, образованным морозным пучением, отнесены бугры пучения, наледные бугры (речные и грунтовые наледи, гидролакколиты), структурно-полигональные образования.

Склоновые процессы включают солифлюкцию и каменные потоки. *Солифлюкция* проявляется в медленном течении по склонам рыхлых и сильно переувлажнённых талыми и дождевыми водами грунтов даже при угле наклона склона 3–5°. В результате образуются солифлюкционные террасы и натечные языки.

Каменные потоки (курумы) – подвижные россыпи в горах и плоскогорьях Сибири. Образование обломочного материала связано с морозным выветриванием при периодическом сезонном промерзании и оттаивании. Движение курумов по склонам связывают со льдом, который образуется при промерзании воды, проникающей в пустоты.

Деградация мерзлоты приводит к образованию *термокарста* или *термического карста*. Это процесс вытаивания подземных льдов, сопровождающийся просадками поверхности земли. При этом образуются западины, термокарстовые озера, а под озерами могут возникать подо-

зерные талики. Термокарстовые процессы могут быть обусловлены или потеплением климата, или другими антропогенными нарушениями естественных условий (вырубка леса, рытье каналов, карьеров и т.д.). При этом могут образовываться довольно глубокие термокарстовые озера (до 20 м).

Другими примерами деградации мерзлоты являются *термоабразия* на берегах морей и озер и *термоэрозия* движущимися речными водами.

Практическое значение многолетней мерзлоты заключается в учете закономерностей ее поведения при строительстве зданий и сооружений, каналов, карьеров, транспортных коммуникаций, нефте- и газопроводов, атомных электростанций, буровых скважин и т.д. в районах распространения ММП.

Вопросы для самоконтроля

1. Дать определение термину «сезонномёрзлый слой».
2. Охарактеризовать географическую распространенность многолетнемёрзлых пород.
3. Типы подземных льдов.
4. Характеристика подземных вод в зоне ММП.

ГЛАВА 12. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

Океаны и моря занимают на поверхности Земли площадь около 361 млн км², в пределах которой совершается грандиозная геологическая деятельность, включающая разрушительную работу, транспортировку материала и осадконакопление.

Разрушительная работа воды морей и океанов наиболее активно проявляется в береговой зоне, которая связана с движением воды и производится в результате гидравлического удара самой воды, ударов многочисленными обломками горных пород, захватываемых волнами, химического воздействия воды на горные породы.

В морях и океанах выделяются два типа берегов, отличающихся друг от друга своим развитием и характером воздействия на них воды: *приглубый берег*, близ которого дно моря имеет крутой уклон и преобладающая часть обломочного материала уносится на подводный склон, и *отмельный берег* с пологим откосом и движением большей части обломочного материала в сторону берега.

У крутых приглубых берегов проявляется наиболее разрушительная деятельность. Штормовые волны ударяют с большой силой о крутой берег, образуя всплески высотой до 50–60 м. Сила удара при этом достигает 30–40 т/м², перемещая огромные глыбы и сооружения. При этом происходит механическое разрушение волнами коренных пород, называемое *абразией*. Гидравлический удар морской волны в период штормов достигает наибольшей силы в основании крутого скалистого берега. При этом разрушает не только вода, проникающая во все трещины, но и сжимаемый в трещинах воздух, дополнительно выносящий мелкие частицы.

Разрушительное действие волн усиливается обломками горных пород. Прибойные волны захватывают камни и гальку и с силой ударяют ими о скалы, что приводит к образованию в основании скального берегового обрыва *волноприбойной ниши*. Рост ниши продолжается до тех пор, пока нависающие над ней горные породы не обрушатся. После обрушения берег вновь представляет собой отвесный обрыв – *клиф*.

Процесс неоднократно повторяется, и береговой обрыв постепенно отступает в сторону суши, оставляя за собой слабо наклонную к морю

подводную абразионную террасу. Между подводной террасой и береговым обрывом возникает узкая наземная полоса, покрытая гравием, галькой и более крупными обломками горных пород, называемая *пляжем*. В ходе развития берега пляж изменяется и расширяется.

Абразионная терраса может целиком состоять из скалистых пород или местами покрываться обломками пород, которые непрерывно перемещаются волнами и производят корродирующее воздействие на поверхность террасы и понижают ее. При этом сами обломки получают вращательное действие и выдалбливают и высверливают в поверхности обрыва котлы, ямы и другие отрицательные формы, называемые *эверзионными котлами*.

Сами обломки дробятся, истираются, окатываются и превращаются в гальку, песок и другие более мелкие частицы, которые частично уносятся за пределы абразионной террасы и формируют подводную осыпь. Таким образом, начинает формироваться подводная аккумулятивная терраса, которая является продолжением абразионной террасы.

Процесс срезания берега происходит небесконечно, и со временем вследствие увеличения ширины аккумулятивной и абразионной террас энергия волн заметно понижается. Они уже не достигают скалистого берега, и абразия прекращается (рис. 12.1). Оживление абразии возможно при опускании суши, то есть при понижении поверхности аккумулятивной и абразионной террас.



Рис. 12.1. Развитие морских берегов

Быстрота разрушения берегов и скорость их отступления весьма различны и зависят от разных факторов, в том числе и типа пород, слагающих скалистые берега (рыхлые или массивные, трещиноватые и т.д.). Скорость может достигать первых метров, а в единичных случаях первых десятков метров в год.

Действие приливов и отливов в разрушении берегов имеет гораздо меньшее значение по сравнению с волнами. Они в большей степени производят размыв дна моря. Мощные приливные волны (до 11–18 м

высотой и скоростью до 16 км/ч) выносят обломочный материал из проливов и в меньшей мере действуют на берега.

Химическое воздействие морской воды сказывается там, где берега сложены легкорастворимыми породами типа известняка, доломита, т.е. происходит закарстование пород.

Конфигурация морских приглубых берегов в значительной мере зависит от их положения по отношению к основным структурным элементам суши. Берега, подвергающиеся интенсивному разрушению, называются *абразионными берегами*.

Развитие отмелых берегов происходит по другому сценарию. Волны по мере выхода на малые глубины изменяют свою форму, увеличивают крутизну и асимметрию. При значительной крутизне переднего склона гребень волны опрокидывается и образуются *волны перемещения* или *переносные волны*, направленные к берегу. С таким массивным перемещением воды связано и перемещение продуктов абразии. При малых углах наклона отмелого берега продукты разрушения начнут концентрироваться вдоль уреза воды, образуя пляж (рис. 12.2).



Рис. 12.2. Конфигурация отмелого берега

Дальнейшее развитие этого процесса приводит к образованию широкой полосы наносов – *надводной террасы*. При интенсивном проявлении ветровой деятельности этот песчаный материал, перемещаясь, формирует *дюны*. Берега, у которых происходит активное накопление (аккумуляция) обломочного материала, называются *аккумулятивными*. В сложно расчлененных берегах наблюдается чередование абразионных участков, приуроченных к мысам, и аккумулятивных, находящихся в глубине бухт.

При сильно изрезанной береговой линии песок и галька, выносимые с мысов, образуют косу, постепенно перегораживающую вход в залив. Коса может постепенно превращаться в сплошную *пересыпь*, отшнуровывающую бухту или залив от открытого моря. Так возникают полуизолированные от моря *лагуны*, т.е. полностью потерявшие связь с морем озера.

12.1. Формирование морских осадков

Осадочные породы слагают около 75 % суши и среди них около 90 % представляют собой морские осадки. Их формирование связано со сносом обломочного материала с суши в приемные бассейны – морские и озерные. Основными субстанциями, обеспечивающими перемещение материала, являются вода, лед и ветер.

Реки переносят в морской бассейн огромное количество не только обломочного материала, но и различных растворенных веществ, возникающих как в процессе химического выветривания, так и при взаимодействии речной воды с вмещающими горными породами.

Снос материала осуществляется с огромных водосборных площадей (бассейн Волги, Оби, Лены и др.) производится мощными водными потоками. Существенную роль в переносе обломочного материала в море осуществляют ледники, особенно в Антарктиде и некоторых районах Арктики, в меньшей мере – эоловая деятельность.

Сложный процесс осадконакопления в морском бассейне носит название морской седиментации или седиментогенеза.

В зависимости от способа образования выделяются: терригенные, органогенные и хемогенные морские осадки и литифицированные осадочные породы.

Терригенные осадки в морском бассейне встречаются повсеместно и в области литорали, шельфа, материкового склона и в пределах океанического ложа.

В области литорали (прибрежной полосе, затопляемой при приливе и освобождаемой от воды при отливе) состав и строение их меняются в зависимости от состава слагающих берега пород и от морфологии бе-

регов. У обрывистых скальных берегов, сложенных плотными породами, накапливаются крупные глыбы, отчлениваемые в результате абразии.

На абразионных террасах накапливается галечник, состоящий из хорошо окатанной гальки – яйцевидной или шаровидной в случае разрушения массивных пород, и плоской – при разрушении слоистых и сланцевых пород.

При разрушении рыхлых берегов накапливаются песок и гравий; у отлогих берегов – тонкозернистый песчаный и глинистый материал.

В области шельфа (береговой отмели, продолжающейся до глубин 200 м) терригенные осадки представлены песками и илами. При этом грубо отмечается уменьшение крупности обломочного материала от береговой линии в сторону моря. В Черном море граница между песками и илами располагается на глубине 25–50 м, в океанах – 100–150 м.

В прибрежной части шельфа и в литоральной зоне на поверхности осадков отмечаются знаки ряби, ходы червей-илоедов, следы ползания моллюсков, морских ежей.

На материковом склоне (батиальная область до глубин 3000 м) резко преобладают тонкозернистые терригенные осадки песчано-алеврито-глинистых отложений, возникших в результате деятельности мутьевых или турбидных потоков.

В пределах океанического ложа или абиссальной области на глубинах свыше 3500 м формируется красная океаническая глина. Ее накопление происходит за счет эоловой, вулканической и космической пыли. Здесь встречаются труднорастворимые остатки скелетных частей позвоночных животных – зубы акул, кости китов. Накопление осадков идет здесь со скоростью 0,1–1 мм в 1000 лет.

Органогенные осадки на литорали могут быть представлены известковыми водорослями, кораллами, продуктами разрушения и перемыва скелетных остатков морских организмов. За счет отмирания и захоронения в прибрежной зоне лесных растительных остатков могут формироваться залежи углей (угли Донецкого и Кузнецкого бассейнов). Пласты углей в таких бассейнах характеризуются большой протяженностью и выдержанной мощностью. Угольные бассейны с залежами подобного типа называются *паралитическими* в отличие от *лимнических*, где пласты углей возникают в условиях континентальных болот и не выдержаны по простиранию.

В условиях шельфа органогенные осадки образуются, в основном, благодаря отмиранию различных донных организмов, обладающих наружным скелетом из извести, кремнезема и в меньшей степени фосфатов. Здесь наиболее распространены *ракушечники*, образующиеся за

счет разрушения устричных банок и других моллюсков, а также *коралловые рифы*.

Современные коралловые рифы по своей морфологии подразделяются на береговые, барьерные и атоллы. *Береговые рифы* протягиваются вдоль берега, образуя его подводное продолжение. *Барьерные рифы* располагаются на некотором удалении от берега, отделяясь от него лагуной, достигающей иногда ширины в несколько десятков км. Большой барьерный риф протягивается почти на 2000 км вдоль восточного побережья Австралии, отступая от берега на 50–100 м. *Атоллы* – кольцевые рифы с внутренней лагуной, часто развивающиеся на древних вулканических постройках.

На материковом склоне (в батимальной области) распространены коралловые и фораминиферовые илы. *Коралловые илы* встречаются вблизи коралловых островов за счет их разрушения. *Фораминиферовый ил* содержит большое количество известковых раковин планктонных фораминифер. Они развиты и в прибрежной зоне, но терригенный материал здесь преобладает. При удалении от берега роль планктонных организмов в осадконакоплении становится ведущей.

В пределах океанического ложа (в абиссальной области) органические осадки представлены известковыми и кремнистыми (диатомовыми и радиоляриевыми) илами.

Известковистые илы – глобигериновые и птероподовые – накапливаются до глубин 4000 м, ниже которых растворяются. Общая площадь распространения известковых илов – 45 % ложа мирового океана.

Диатомовые илы – кремниевые панцири микроскопических водорослей – диатомей. Распространены главным образом в высоких широтах – в Арктике и Антарктиде, так как диатомеи живут преимущественно в холодных водах.

Радиоляриевый ил занимает наиболее глубоко опущенные участки – 4000–8000 м и сложен кремнистыми раковинками микроскопических одноклеточных планктонных животных – радиолярий.

Хемогенные осадки выпадают из растворов в результате химических и биохимических реакций.

В литоральной зоне хемогенные осадки возникают сравнительно редко и лишь в областях жаркого и сухого климата, где в воде содержится много растворенной извести. В данном случае мелкие песчинки могут служить центрами кристаллизации, вокруг которых кристаллизуется карбонат кальция. Так образуется известковый осадок, состоящий из зерен, имеющих концентрическое строение – *оолитов*. Возникают оолитовые известковые осадки.

Активно хемогенные осадки формируются в заливах и особенно лагунах при интенсивном испарении воды. Здесь образуются различные соли – поваренная, калийная, мирабилит, гипс и т.д.

На шельфе за счет хемогенных осадков формируются многие полезные ископаемые – железо, марганец, алюминий. Большая часть соединений железа, марганца и алюминия привносится речной водой в виде коллоидных растворов и в меньшей мере – в виде истинных растворов и механических частиц. При встрече речных вод с морской водой, играющей роль электролита, происходит коагуляция коллоидных растворов и выпадение в осадок железистых, марганцевых и алюминиевых минералов.

В батимальной области и на океаническом ложе хемогенным путем формируются железо-марганцевые конкреции и металлоносные осадки (высококремнистые железо-марганцевые). Накопление последних обусловлено скорее всего подводной вулканической деятельностью и связано с функционированием «черных» и белых курильщиков.

Осадки лагун зависят от климата и изменения солености воды. Последнее может быть обусловлено либо интенсивным испарением, либо опреснением, что связано с привнесением пресной воды реками.

Засоленные лагуны могут быть рассмотрены на примере залива Кара-Багаз-Гол. Летом при интенсивном испарении соленость вод в заливе по сравнению с Каспием увеличивается в 20 раз, и зимой из охлажденной воды интенсивно выпадает мирабилит ($\text{Na}_2 [\text{SO}_4] 10\text{H}_2\text{O}$) и другие соли. Известны прослои, обогащенные глауберитом ($\text{Ca Na}_2 [\text{SO}_4]_2$), гипсом и даже галитом.

Здесь же отмечаются прослои черного ила, возникшего при отмирании планктона, приносимого водой Каспия.

Другим примером является зал. Сиваш или «Гнилое море», отделенное от Азовского моря Арабатской стрелкой. Сиваш имеет глубину 0,6–0,8 м и соединен с морем лишь узким проливом. Вследствие испарения соленость воды в южной части возрастает до 120–160 г/т (против 35 % в море), что обуславливает садку галита и гипса. В остальной части лагуны отлагаются либо песчаные отложения с примесью ракушек или маслянистые, вязкие и черные илы, обогащенные остатками водорослей и других организмов.

В опресненном Куршском заливе на южном берегу Балтийского моря, куда впадает р. Неман, в приустьевой части преобладают пески (51 % площади дна) и обогащенные органикой черные илы. Близки к Куршскому заливу по характеру осадконакопления и *лиманы* – нижняя часть речных долин юга Украины, затопленных морем.

В лагунах атоллов происходит преимущественное накопление карбонатного материала – обломков кораллов, водорослей, фораминифер.

12.2. Зональность морских осадков

В различных зонах моря соотношения основных типов (генетических) осадков и их состав неодинаковы. Они будут определяться рядом факторов: климатической, вертикальной и циркумконтинентальной зональностью.

Климатическая зональность. В соответствии с климатическими условиями выделяются следующие океанические водные массы:

- экваториальные, соответствующие экваториальной гумидной зоне;
- тропические (южнотропические и северотропические), соответствующие северной и южной аридным зонам;
- субполярные и субантарктические, соответствующие умеренным и холодным частям северной и южной гумидных зон;
- антарктические и арктические.

Для этих зон характерны различные температурные условия и количество выпадающих атмосферных осадков. Установлено, что в целом зональная смена областей избыточного увлажнения и областей дефицита влаги в океанах является продолжением соответствующих зон суши.

В соответствии с широтной сменой климатических зон наблюдается зональность осадкообразования в морских водоемах.

В пределах континентов процессы выветривания горных пород наиболее интенсивно протекают в гумидных областях при сочетании высокой температуры и большого количества атмосферных осадков. Здесь же происходит наиболее интенсивный поверхностный речной сток, поставляющий в морские водоемы огромное количество разнообразного обломочного и растворенного осадочного материала.

В аридных областях, где испарение в несколько раз превышает количество осадков, снос обломочного материала будет значительно меньшим и будет преобладать накопление разнообразных солей – *эвапоритов*.

Распределение биогенных осадков также определяется их приуроченностью к определенным климатическим зонам. В экваториальных зонах развиваются рифтообразующие организмы; в холодных морях – кремнистые диатомовые водоросли.

Таким образом, при переходе из одной климатической зоны в другую наблюдаются определенные изменения в составе и мощности осадков.

Вертикальная зональность осадконакопления связана с изменением рельефа дна Мирового океана и его глубиной. Рельеф дна и глубина водоема определяют *гидродинамический режим*, т.е. течения, которые, в свою очередь, влияют на состав осадков. В зонах интенсивных течений даже на больших глубинах отлагаются грубые песчаные осадки, называемые *контуритами* (контурные течения).

Биогенные осадки в значительной степени зависят от вертикальной зональности. Карбонатные скелетные части организмов при осаждении через многокилометровую толщу частично растворяются. А глубже 4000 м вообще не встречаются вследствие растворения.

Циркумконтинентальная зональность определяет осадконакопление в зависимости от континентов. Здесь выступают и дополнительные факторы: климат и рельеф, которые определяются тектоническими движениями земной коры.

Таким образом, распределение современных морских осадков, соотношение их генетических типов будут определяться тремя типами зональности, сложно накладывающимися друг на друга.

12.3. Влияние различных процессов на распределение морских осадков (оползни, мутьевые потоки, течения)

Общая картина дифференциации и распределения осадков на дне моря нарушается морскими течениями, оползнями и мутьевыми потоками.

Подводные оползни наиболее часто проявляются на материковых склонах, характеризующихся различной крутизной. Установлено, что нередко в верхних крутых частях материкового склона донные осадки или совсем отсутствуют, или имеют незначительную мощность. К основанию материкового склона мощность осадков увеличивается и достигает максимальных величин в пределах материкового подножия. Это обусловлено деятельностью подводных оползней. Поверхность таких оползших осадков характеризуется неровным западинно-холмистым рельефом, а сами осадки перемешаны и перемяты, иногда образуют складки.

Причины оползней – землетрясения, понижение и повышение уровня Мирового океана, воздействие волн и т.д.

Мутьевые или суспензионные или турбидные потоки являются мощным динамическим фактором перемещения обломочного материала. Они представляют собой разжиженные иловые осадки, устремляющиеся вниз по склону в виде придонных потоков. Эти потоки обладают высокой плотностью, не смешиваются с окружающей чистой морской водой и распространяются на тысячи км в абиссальную зону. Скорость

перемещения таких потоков по расчетам достигает 80 км/ч. При перемещении идет дифференциация материала – от песчаного в придонном слое до глинистого вверху. Возникает постепенная смена размерности зерна в слое – так называемая градационная слоистость. Стеkanie таких потоков происходит нередко по глубоководным каньонам, которые прочищаются и частично эродируются мутьевыми потоками. Ископаемые породы, отложенные из таких потоков, называются *турбидитами*.

Причиной возникновения мутьевых потоков являются землетрясения и сильные штормы. Отложения подводных оползней и мутьевых потоков существенно нарушают существующую зональность осадконакопления.

12.4. Ингрессия, трансгрессия и регрессия моря

Ингрессия и трансгрессия – наступание моря на сушу. *Ингрессия* – наступание моря на сушу с равнинным низменным рельефом и размыв горизонтально залегающих отложений.

Трансгрессия – наступание моря на сушу, сопровождаемое абразией, образованием перерыва и угловых несогласий. В случае трансгрессии береговые породы, подвергаемые абразии, залегают наклонно.

При ингрессии и трансгрессии накапливаются новообразованные морские осадки с последовательностью от грубозернистых в основании к более тонким (глинам) вверху серии пластов. Такие серии осадков называются *трансгрессивными сериями осадков*.

Регрессия – отступление моря с суши вследствие поднятия суши или уменьшения количества воды в Мировом океане.

Отлагающиеся осадки характеризуются сменой (снизу вверх) все более грубозернистыми отложениями: глины – алевритовые породы – пески – гравий. Это так называемая *регрессивная серия*.

12.5. Диагенез морских осадков

Превращение рыхлых осадков (ил, глина, песок) – окаменение или литификация происходит в результате сложного и длительного процесса, называемого *диагенезом*.

Первичный морской осадок представляет собой многокомпонентную систему, содержащую иловые частицы, химически осажденные соединения, органические вещества, остаточные воды, заполняющие поры, микроорганизмы и др. Это разнородная, неустойчивая и неуравновешенная в физико-химическом отношении система. Отдельные ее части начинают взаимодействовать друг с другом в направлении установления нового физико-химического равновесия.

При этом происходят следующие процессы: растворение и удаление из осадка малоустойчивых минералов; образование новых минералов в соответствии с новой физико-химической обстановкой; перераспределение отдельных веществ и образование конкреций; уплотнение и уменьшение влажности осадка; перекристаллизация.

Начальная стадия диагенеза объединяет процессы, протекающие в самой верхней части илового осадка, обладающего повышенной влажностью, обилием бактерий, окислительными или нейтральными условиями среды.

Влажность обуславливает диффузионное перемещение вещества в вертикальном и горизонтальном направлениях и способствует образованию новых минералов.

Бактерии преобразуют органические вещества, находящиеся в осадке, – разлагает углеводороды и органические соединения, создают новые реактивы, т.е. изменяют химизм среды. В одних случаях они окисляют закисные соединения, в других – переводят окисные соединения в закисные.

Органическое вещество в большом количестве вызывает дефицит кислорода, появление углекислоты и сероводорода, т.е. создает восстановительные условия. Степень кислотности и содержание в осадке свободного кислорода существенно влияют на образование новых минералов. В окислительной среде образуются окислы и гидроокислы железа; в нейтральной или слабовосстановительной – сидериты (FeCO_3); в восстановительной обстановке в осадках, богатых органическим веществом – сульфиды железа (Fe_2S).

Большое значение в процессе химического преобразования осадков имеют процессы растворения малоустойчивых минералов, перекристаллизации, цементации и обезвоживания.

Растворение карбонатных минералов обычно происходит в глубоких придонных водах, насыщенных углекислотой. Здесь происходит растворение CaCO_3 , с чем связано отсутствие карбонатных осадков на глубинах свыше 4000 м.

Перекристаллизация проявляется главным образом среди однородных осадков, состоящих из легкорастворимых минералов. Примером является диагенез рифовых образований, первоначально состоящих из известковых скелетов кораллов, мшанок, водорослей и др. Под действием углекислоты, освобождающейся при разложении органического вещества, кальцит скелетов частично растворяется и после выделения углекислоты выпадает заново уже в кристаллической форме.

Цементация связана с выпадением в осадок различных химических соединений, связывающих (цементирующих) между собой отдельные

зерна осадка. Таким цементирующим веществом являются кремнезем, окислы и гидроксиды железа, карбонаты, фосфаты и др. Цементирующее вещество может возникать одновременно с образованием самого осадка – *сингенетический цемент*, или в последующие стадии его преобразования – *эпигенетический цемент*.

Обезвоживание осадка происходит в результате выжимания воды из нижних пластов в верхние вследствие давления выше накапливающихся толщ осадков. При этом происходит процесс дегидратации богатых водой минералов, растворение, перекристаллизация и цементация осадков.

В процессе диагенеза образуются различные конкреции – сrostки или стяжения различной формы, строения и величины (от долей мм до нескольких метров в диаметре). Чаще всего они встречаются в пористых породах – песках и песчаниках, в трещиноватых и карстующихся известняках и доломитах. По составу они бывают опаловые, халцедоновые, кварцевые, железистые, фосфатные, пиритовые, гипсовые и др.

Если организмы имели раковины, состоящие из относительно легко растворимого карбоната кальция, то в процессе образования конкреций они могут претерпевать коренное химическое изменение. CaCO_3 раковин постепенно растворяется и может замещаться фосфатами, кремнеземом при сохранении формы первичной раковины. Этот процесс замещения одного минерального вещества другим носит название *метасоматоза*.

Таким образом, диагенез является весьма сложным и длительным процессом. Все многообразие процессов диагенеза протекает одновременно, но относительное значение каждого из них меняется во времени: в верхних частях осадка могут происходить процессы растворения, образования новых диагенетических минералов. Ниже по разрезу может происходить перераспределение вещества в осадках с образованием цемента и конкреций, а еще ниже – уплотнение, дегидратация и перекристаллизация.

Наличие водных растворов в зернистых или трещиноватых сцементированных породах, относительно высокие давление и температуры, существующие на глубине, способствуют дальнейшим процессам растворения, образованию новых вторичных минералов, осаждению растворенных веществ (карбонатов, кремнезема и др.) в порах и трещинах, и частичной перекристаллизации вещества. Такой постдиагенетический процесс носит название *катагенеза*. При этом процессе глины переходят в аргиллиты, алевролиты – в алевролиты, пески и рыхлые песчаники – в плотные песчаники.

При более высоких давлениях (>2000 атм, $T - >300^\circ$) происходят метаморфические преобразования горных пород, их *метаморфизм*.

При поднятии к поверхности Земли уже сформировавшихся горных пород происходят обратные процессы – окисление, растворение, разрыхление, гидратация. Происходит регрессивный процесс, по сравнению с прогрессивным – диагенез, катагенез, метаморфизм. Такие регрессивные изменения осадочных горных пород в поверхностной зоне земной коры называются *гипергенезом*.

Используют термин *эпигенез* – термин свободного пользования, охватывающий все процессы, обуславливающие любые изменения и новообразования в горной породе, происходящие после диагенеза. Выделяется *прогрессивный* и *регрессивный диагенез*.

12.6. Понятие о фации

Горные породы, образовавшиеся из осадков, сохраняют много особенностей, позволяющих выяснить условия их накопления. *Эти особенности – структура (размерность обломков), текстура (типы слоистости), минеральный состав, остатки организмов определяют облик пласта породы или его фацию (facies (лат.) – облик, лицо).*

Термин фация введен в науку в 1038 г. швейцарским геологом Грессли и очень широко употребляется в геологической литературе. Вместе с тем, единой формулировки термина фация до сих пор нет, и в его понятие вкладывают иногда географический, а иногда геологический смысл.

В первом, географическом случае под фацией понимают участок поверхности с одинаковыми физико-географическими условиями и одинаковой фауной и флорой, т.е. это единица ландшафта (фации прибрежных скал, фация лагун, фация литорали, болот и т.д.).

В других случаях о фации говорят как о породе, характеризующейся определенным комплексом палеонтологических и петрографических особенностей, указывающих на среду отложения осадка (фация коралловых известняков, фация пляжевых песчаников, фация глубоководных глин и т.д.).

Изучение фаций или фациальный анализ широко используется в геологии, позволяя восстанавливать условия накопления осадков в прошлом и воссоздавать палеогеографию Земли в различные эпохи.

Фациальный анализ имеет важное практическое значение для прогнозирования мест возможного нахождения тех или иных полезных ископаемых. Например: месторождения Fe, Al, Mn, P на шельфах.

Вопросы для самоконтроля

1. В чём заключается геологическая деятельность воды морей и океанов?
2. Охарактеризовать процесс формирования абразионных берегов.
3. Охарактеризовать процесс формирования аккумулятивных берегов.
4. Коралловые рифы, классификация и распространение.
5. Типы зональности морских и океанских осадков.
6. Факторы, нарушающие зональность морских и океанских осадков.
7. Понятие о трансгрессивных и регрессивных сериях.
8. Понятие о фациях.
9. Процессы диагенеза осадков

ГЛАВА 13. ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Гравитационные явления проявляются на склонах, которые по геоморфологическому положению, истории развития и современному состоянию разделяются на две группы:

1. Береговые склоны морей, озер, водохранилищ и рек;
2. Склоны водораздельных возвышенностей и поверхностей выравнивания.

Береговые склоны находятся под воздействием абразионных и эрозионных процессов водных масс, для них характерно наличие надводных и подводных частей, которые находятся в сложном активном взаимодействии.

Склоны водораздельных возвышенностей и поверхностей выравнивания имеют обычно относительно древний возраст и переработаны в последние этапы геологической истории.

Природные склоны – сложные геологические объекты с длительной историей формирования, которая зависит от многих взаимосвязанных факторов: региональных (геологических), зональных климато-гидрологических и техногенных – деятельности человека.

Состояние природных склонов непрерывно меняется под воздействием естественных и техногенных факторов, и в разные стадии развития склонов в их пределах могут преобладать те или иные геологические гравитационные процессы – обвалы, осыпи, оползни, курумы, смывы и т.д.

13.1. Классификация склонов

Классификацию или типизацию склонов рекомендуется осуществлять по нескольким признакам:

1. *По стратиграфо-петрологическому (региональному)* – по комплексам пород, в которых формируются склоны, и которые в значительной мере обуславливают их формы, облик и состояние на всех стадиях развития.

2. *По генетическому* – по одному или двум господствующим процессам, определяющим характер и состояние склонов в конкретный отрезок времени:

- а) обвальные и обвально-осыпные;
- б) оползневые;

- в) делювиальные (аккумулятивные);
- г) эрозионные (смывы);
- д) солюфлюкционные;
- е) десерпционные;
- ж) террасированные долины горных рек;
- з) тектонические – по сбросовым зонам, уступам и поверхностям лавовых потоков;
- и) сложного генезиса.

3. *По возрасту* – по времени, в течение которого произошло основное формирование склона, определившее его тип, современную высоту, крутизну и состояние.

Следует подчеркнуть, что разновозрастные части высоких склонов нередко обладают различной устойчивостью, и их формирование может быть обусловлено разными процессами. Рекомендуется склоны разделять по возрасту на плиоценовые (6–2 млн лет), нижне- (до 0,7–0,8 млн лет), средне- (0,7–0,8–0,15 млн лет) и верхнеплейстоценовые (0,15–0,01 млн лет) и голоценовые (10–12 тыс. лет).

4. *По степени обводнения* – по наличию подземных вод в комплексах пород, слагающих склоны:

- а) необводненные, практически сухие – при отсутствии гравитационных вод;
- б) слабообводненные, когда на поверхности склона наблюдается слабое высачивание подземных вод в отдельных местах, обычно сезонное;
- в) сильно обводненные с многочисленными постоянно действующими родниками и увлажненными участками.

5. *По высоте:*

- а) очень низкие – 12–15 м;
- б) низкие – 25–30 м;
- в) средние – 50–60 м;
- г) высокие – 100–120 м;
- д) очень высокие – 200–250 м;
- е) горные – 400–600 м и более.

6. *По крутизне:*

- а) очень пологие – 3–5° – обычно делювиальные и солифлюкционные;
- б) пологие – до 12–15° – преимущественно оползневые в глинистых породах, десерпционные и смывы с маломощным делювием;
- в) средней крутизны – до 20–25° – обычно оползневые и смывы в прочных породах;
- г) крутые – до 35–40° – обвальные и осыпные;

д) очень крутые – до 50–60 , редко больше (каньоны) – обрывистые и обвальные.

7. По морфологии: выпуклые, вогнутые, прямые, ступенчатые;

8. По стадии развития и состоянию (устойчивости):

а) стадия подготовки, когда под действием многих факторов создается обстановка, благоприятная для возникновения и развития на склоне оползня, обвала, курума, развала и т.д. Она характеризуется постепенным изменением устойчивости склона от стабильного к состоянию предельного равновесия.

б) стадия интенсивного формирования, когда преобладает развитие определенного гравитационного процесса, определяющего основной облик и состояние склона. В этой стадии развития склоны неустойчивы;

в) стадия затухания геологических процессов, формирующих склон, при которых факторы, вызывающие эти процессы, в основном, исчерпаны. Склоны из неустойчивого состояния переходят к стабильному, где невозможны образования оползней и других крупных деформаций.

13.2. Характеристика склоновых процессов и явлений

Гравитационные процессы проявляются на всех естественных и искусственных склонах и по механизму перемещения породных масс подразделяются на обвальные, оползневые, десерпционно-солифлюкционные и переходные специфические типы гравитационных смещений пород (табл. 13.1).

I. Обвальные явления представляют собой характерную черту жизни горных областей, крутых береговых склонов рек, морей, водохранилищ.

Выделяют несколько видов обвальных процессов: обвалы, осыпи, развалы, лавины обломочно-глыбовые, каменные и каменно-снежные и оползни-обвалы. Каждый из них характеризуется своими особенностями возникновения, перемещения и отложения обломочного материала в пониженных частях рельефа.

Суть обвальных явлений проявляется в отчленении, обрушении и последующем скатывании вниз по склону глыб, щебня, блоков пород, объемы которых могут варьировать в очень широких пределах.

Обвальные явления возникают внезапно и наиболее часто проявляются в областях с активными неотектоническими движениями, в зонах активного действия волн, берега озер, морей и водохранилищ, водных потоков.

Таблица 13.1

*Генетическая классификация
гравитационных склоновых процессов и явлений*

Группа явлений		Типы явлений
<p style="text-align: center;">I. ОБВАЛЬНЫЕ</p> <p>Отчленение, обрушение и последующее скатывание вниз по склону глыб, щебня и блоков разных пород</p>		Обвалы, осыпи
		Развалы
		Лавины обломочно-глыбовые (каменные)
		Лавины каменно-снежные
Переходные типы – обвальное-оползневые		Оползни-обвалы, осовы
<p style="text-align: center;">II. ОПОЛЗНЕВЫЕ</p> <p>Скольжение пород разных объемов, состава, сложения и состояния по поверхности или зонам перемятия различной формы и мощности</p>	Детрузивные, выдавливания, «глубокой» ползучести и т.д. в породах	В литифицированных глинистых и метаморфических сланцах, гнейсах, дислоцированных с тектоническими разрывами. В пльвунах, песчаных осадках
	Деляпсивные «вязкого течения» водонасыщенных обломочно-глинистых масс	Сплывы
		Оползни-потоки
		Оползни «внезапного» разжижения
		Консеквентные (соскальзывания)
	Сложные и переходные типы	Консеквентно-детрузивные
		Сейсмически-возбужденные оползни-потоки, лавины
		Деляпсивно-детрузивные с большой энергией водовоздухонасыщенных масс
	<p style="text-align: center;">III. ДЕСЕРПЦИОННО-СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ</p> <p>Медленные смещения щебнисто-глыбовых и обломочно-глинистых масс на пологих и средней крутизны склонах в нивальных и высокогорных областях</p>	
Обособленные глыбы и блоки		
Глетчеры (потоки) льдоглинисто-каменные		
Опльвины солифлюкционные натечные, бугры и ступени		
Изгибы (пластические деформации) торцов пластов		
<p style="text-align: center;">IV. ПЕРЕХОДНЫЕ СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГРАВИТАЦИОННЫХ СМЕЩЕНИЙ ПОРОД НА СКЛОНАХ</p>		Переходные типы от оползней-потоков к солифлюкционным или к селям

Основными факторами, обуславливающими развитие обвальных процессов являются:

1. Наличие в породах склона ослабленных зон в виде слоистости, трещин и разрывов, по которым происходит отчленение блоков пород;
2. Изменение высоты и крутизны склона в результате эрозии или абразии, приводящее к возрастанию скалывающих напряжений в породах склона;
3. Процессы разгрузки напряжений и выветривания, наиболее интенсивно протекающие по тектоническим трещинам и при поверхностной зоне;
4. Растворение пород и смачивание поверхностей отчленения и смещения подземными или поверхностными водами;
5. Гидростатическое действие подземных вод в результате заполнения ими вертикальных трещин;
6. Землетрясения и иные динамические факторы, приводящие к раздроблению пород, изменению их прочности и создающие дополнительные сдвигающие силы.

Роль отдельных факторов в каждом конкретном случае различна, а поводом чаще всего служат землетрясения, суточные и сезонные изменения температуры, движения ледников и т.д.

Обвалы можно различать по условиям образования, характеру падения глыб, объемам и др.

По объемам выделяют:

- а) до 100 м^3 – одиночные глыбы;
- б) $1000\text{--}10000 \text{ м}^3$ – малые;
- в) $10000\text{--}100000 \text{ м}^3$ – средние;
- г) $100000\text{--}1000000 \text{ м}^3$ – крупные;
- д) более 1000000 м^3 – грандиозные.

Для возникновения крупных обвалов необходимо сочетание действия нескольких факторов, поэтому они происходят значительно реже (оползни, обвалы и сели в Перу в 1970–1977 гг. – достигали $1,6 \text{ млрд м}^3$).

В зависимости от крутизны склона и состава обломков по-разному происходит скатывание и дробление пород (сланцы, вулканиты, граниты и др.).

Вопросы для самоконтроля

1. Назовите места наиболее активных проявлений гравитационных процессов.
2. Классификация склонов.
3. Характеристика обвальных явлений.
4. Характеристика оползневых явлений
5. Охарактеризовать десерпционно-солифлюкционные явления.

ЧАСТЬ 3. ПРОЦЕССЫ ВНУТРЕННЕЙ ДИНАМИКИ

Под этим названием объединяются геологические процессы, обусловленные внутренними силами и энергией Земли. Они включают: магматизм, колебательные, складкообразовательные, разрывные (дизъюнктивные) движения земной коры, землетрясения и метаморфизм.

ГЛАВА 14. МАГМАТИЗМ

Под магматизмом понимается совокупность эндогенных процессов, связанных с деятельностью магмы, проникающей из глубоких недр Земли в кору или на поверхность и застывающей здесь в форме самых разнообразных тел.

Магма – расплавленная огненно-жидкая масса (чаще силикатная, но может быть оксидной – магнетит, сульфидной, карбонатной и др.), возникающая в земной коре или верхней мантии. При застывании магмы образуются магматические горные породы.

Лава – магма, вытекающая или выжимающаяся на поверхность Земли при извержениях вулканов. Обыкновенно вытекание лавы сопровождается обильным выделением газа – дегазация магмы. Температура магмы колеблется от 400–700 до 1350°C. При этом она выше в излившихся породах вследствие окисления при взаимодействии с кислородом атмосферы.

В составе магмы присутствуют следующие основные компоненты: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Mn, P, которые в совокупности составляют почти 99 %, а также растворенные летучие компоненты – H₂, CO₂, H₂S, Cl, F и др.

Различают две формы магматизма:

1. Эффузивный магматизм или вулканизм, при котором магма выходит на поверхность Земли и растекается в виде лавовых потоков или оседает в виде прослоев туфов и других пирокластических пород.

2. Интрузивный магматизм или плутонизм, при котором магма, поднимаясь из глубоких очагов, внедряется в осадочную оболочку и застывает на различных глубинах, не достигая дневной поверхности.

14.1. Эффузивный магматизм или вулканизм

Вулканическая деятельность охватывает все явления, связанные с выходом магмы на земную поверхность. Они носят название вулканических извержений, результатом которых являются вулканические постройки – вулканы. Это обычно постройки конусовидной формы с кратером на вершине. Их относят к *вулканам центрального типа* или *стратовулканам*. Иногда на склонах конуса центральных вулканов возникают побочные или паразитические конусы. Они представляют собой результат прорыва магмы по трещинам на склонах вулканических конусов.

Нередко вследствие закупорки жерла под давлением поднимающейся магмы и газов происходит мощнейший взрыв. Он уничтожает часть существующего конуса с образованием обширной депрессии округлых очертаний с относительно плоским дном и крутыми стенками. Такие депрессии носят название кальдеры.

Почти все современные вулканы относятся к *центральному типу*. В прошлые геологические эпохи существовали *извержения трещинного типа*, связанные с излияниями лав на поверхность из протяженных трещин. Примером являются сибирские *траппы*. Наиболее простой формой проявления вулканической деятельности являются *трубки взрыва*. Это вертикальное выводное отверстие диаметром до 3000 м, возникшее в результате одноактного газового выброса. Жерло и кратерная воронка трубок взрыва заполнены преимущественно твердыми продуктами извержения и местами окружены невысоким валом, состоящим из того же рыхлого материала. В Прирейнской области (Рейнский рифт и грабен) такие воронки заполнены водой и получили название *маары*. Подобные трубки взрыва издавна известны в Южной Африке, где они не содержат озер и носят название *диатремы*. Такие трубки могут быть выполнены алмазоносной породой, называемой *кимберлитом*.

На поверхности Земли лишь небольшое число вулканов постоянно находится в действии. Большая часть вулканов действует периодически, находясь долгое время в состоянии покоя. В этом случае все признаки вулканической деятельности исчезают, и лишь иногда происходит выделение газообразных продуктов – вулкан «курится».

Те вулканы, которые не возобновляли своей деятельности в течение истории человечества называются *потухшими*.

Географическое распространение вулканов. Вулканическая деятельность строго приурочена к определенным участкам земного шара, представляющим собой *границы литосферных плит*. Известно около 500 действующих сегодня и 1500–2000 действующих в недавнем прошлом вулканов. Около 60 % из них сосредоточено на побережье Тихого

океана в зоне так называемого Тихоокеанского огненного кольца. Вулканы известны здесь в зоне столкновения океанических и континентальных плит на побережьях Северной и Южной Америки, на Алеутской, Камчаткой, Курильской, Японской и других островных дугах. Внутри океанов вулканы приурочены к срединным океаническим хребтам – зонам *спрединга* и поперечным трансформным разломам. Кроме того, единичные вулканы располагаются на изолированных вулканических островах – Гавайские вулканы.

Зоной столкновения плит является также Средиземноморско-Гималайский пояс, где располагаются известные вулканы: Этна, Везувий, вулканы Лапарских островов, Казбек, Эльбрус, Арарат.

На континентах вулканы приурочены к рифтовым зонам – рифты Восточной Африки (Килиманджаро, Олдоньи-Ленгаи и др.), известны молодые вулканические постройки и в районе Байкальского рифта.

Типы вулканической деятельности. Характер вулканической деятельности или вулканических извержений, бывает различным и зависит от многих факторов, главными из которых являются химический состав лав, их температура, количество содержащихся в них газов, давление.

Установлено несколько ярко выраженных типов извержений: исландский, гавайский, стромболианский, везувианский, пелейский, Кракатау или бандайсанский, получившие свое название по имени конкретных вулканов.

1) Исландский тип – трещинный (вулканы Текла, Лаки).

2) Гавайский тип характерен для вулканов Мауна-Лоа, Килауэ на Гавайских островах. Это классические щитовидные стратовулканы с пологими склонами (до 5°), сложенными покровами остывшей лавы. Они возникают в результате излияния очень жидкой и подвижной лавы. Высота Мауна-Лоа над дном океана 8766 м. Длина потоков достигает 40–50 км, а скорость движения лавы от 4–5 м/с до 8 м/с.

3) Стромболианский тип характерен для вулканов Стромболи на Лапарских островах в Средиземном море и Ключевского на Камчатке. Лавы менее подвижны, заключенные в них газы выделяются спорадически в виде взрывов с выбросом вулканического материала в виде пепла и бомб.

4) Везувианский тип характерен для вулканов Везувий, Этна, Вулькано и др. При их извержениях происходят чрезвычайно сильные выбросы магмы, насыщенной газом. Продукты извержения выбрасываются наружу в виде огромных светящихся вулканических туч, из которых затем выпадает пепел. Лава вытекает из кратера и стекает вниз по склонам вулкана узким языком на десятки километров.

5) Пелейский тип характерен для вулкана Мон-Пеле на о. Мартиника из группы Малых Антильских островов в Атлантическом океане. Лава в вулкане характеризуется исключительно высокой вязкостью, она застывает в жерле в виде пробки, насыщена газами и медленно выжимается из него. Все это завершается мощным взрывом, в результате которого образуется раскаленная (до 800°) пепло-газовая туча. Она катится вниз по склону со скоростью до 180 м/с.

6) Бандайсанский тип (или Кракатау) получил название от вулканов Бандайсан в Японии и Кракатау, расположенных в Зондском проливе между Явой и Суматрой. Извержение вулканов этого типа заключается во взрыве огромной силы с выбросом множества обломков разной величины в атмосферу и образовании пепловой тучи.

В 1883 г. при взрыве вулкана Кракатау образовалась пепловая туча, продукты которой рассеивались в течение нескольких месяцев по всему земному шару. Взрыв был слышен за 5000 км в Австралии.

Приведенная классификация является условной, поскольку существует множество переходных типов извержений. Даже в пределах одного вулкана с течением времени тип вулканической деятельности может меняться.

Продукты вулканической деятельности можно разделить на три категории: жидкие, твердые и газообразные.

Жидкие продукты представлены огненно-жидкой преимущественно силикатной массой – лавой. Она отличается от магмы меньшим содержанием газообразных продуктов и, как и магма, по видовому содержанию SiO₂ подразделяется на ультраосновную (SiO₂ < 45 %), основную (SiO₂ – 45–52 %), среднюю (SiO₂ – 52–65 %) и кислую (более 65 %).

В результате застывания лавы образуются эффузивные и/или излившиеся ультраосновные (пикриты, меймечиты, коматииты), основные (базальты), средние (андезиты, дациты, трахиты) и кислые (риолиты, липариты) эффузивные породы. Они образуют потоки, покровы или экструзивные (булкообразные) тела.

Для лавового потока характерно зональное строение. При мощности в десятки сантиметров и десятки метров в потоке выделяются подошва, приподошвенная часть, центральная часть, прикровельная часть и кровля. В кровельной части выделяются волнистые и глыбовые лавы, в прикровельной и приподошвенной частях – пузыристые и миндалекаменные лавы. Центральные части обычно массивные с пластовой или столбчатой отдельностью.

Встречаются так называемые *шаровые лавы*, излияния которых обычно происходят в подводных условиях.

Эффузивные породы обычно характеризуются скрытокристаллическим строением – структурой, в которой включены вкрапленники – порфиновые выделения минералов, образовавшиеся ранее на больших глубинах.

Твердые продукты. В период извержений взрывов из кратера выбрасывается большое количество твердых продуктов – обломков различной размерности.

По размеру среди них выделяются:

- *вулканические бомбы* размером от 2–10 до 20–30 см;
- обломки размером от 1 до 2 см носят название *лапилли*;
- более мелкие обломки от 1 см до 2 мм носят название *вулканического песка*;
- менее 2 мм – *вулканического пепла*.

Песок и пепел состоят из обломков вулканического стекла, минералов и горных пород.

Уплотненные породы, состоящие из крупных обломков, носят название вулканических брекчий, при уплотнении пеплов возникают вулканические туфы. Состав их определяется составом тех пород, которые находятся в обломках – базальтовый, андезитовый, трахитовый.

Газообразные продукты постоянно сопровождают вулканические извержения. Среди них выделяют H_2S , SO_2 , CO_2 , CO , HCl , HF , NH_3 , NH_4Cl и др. Преобладающими являются пары воды.

При температуре свыше $180^\circ C$ такие газовые выделения называются галоидными *фумаролами*, при температуре $180-100^\circ C$ – *сульфатарами*, менее $100^\circ C$ – *мофеттами* (углекислый газ). О масштабах дегазации вулканических областей можно судить по «Долине Тысячи дымов» на Аляске, где в секунду выделяется около 23 тыс. m^3 пара при температуре около $600^\circ C$.

Поствулканическая деятельность проявляется в выделении газов, проявлении термальных источников, гейзеров (Гейзерная долина на Камчатке, гейзер Гигант в Йеллоустоунском парке с фонтаном до 40 м), грязевых вулканов. Все это может заметно преобразовать первичные вулканические породы, с формированием новых минеральных ассоциаций в так называемых гидротермально-метасоматических породах. С ними большей частью связаны разнообразные рудные месторождения.

Следы древних вулканических излияний в земной коре. Продукты вулканической деятельности отмечаются среди пород самого различного возрастного уровня, начиная от архея и раннего протерозоя и кончая нашими днями – современные вулканы. В СССР лавы и туфы известны среди архейских и раннепротерозойских отложений Карелии, Украинского щита и Прибайкалья, в позднепротерозойских-рифейских

комплексах Урала, Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области; широко распространены в палеозое Алатае-Саянской области (Минуса), Урала и Восточной Сибири и т.д. При этом среди них выделяются вулканические образования и континентальных, и океанических структур.

Грязевый вулканизм. Грязевые вулканы – интересное и загадочное природное явление, представляющее собой богатый источник информации о строении глубоких горизонтов Земли и происходящих там геохимических процессах. Его изучение позволяет оценить перспективы нефтегазоносности глубоководных толщ. Грязевые вулканы связаны с нефтегазоносными структурами и играют роль природных разведочных скважин. Из известных на нашей планете 800 грязевых вулканов около 350 находятся в Азербайджане. Грязевые вулканы известны в 26 странах мира – Колумбии, Италии, Румынии, Украине, России, Туркмении, Иране, Пакистане, Малазии и др.

В Азербайджане они находятся на суше в восточной части республики и в пределах прилегающей акватории Каспия. Здесь встречаются все виды грязевых вулканов: активные, потухшие, погребённые, подводные, островные. Каждый пятый обильно выделяет нефть. Высота некоторых вулканов достигает 400 м. Грязь содержит многие ценные микроэлементы, такие как бор, марганец, литий, ванадий, медь, а попутные вулканические воды богаты бором, бромом и йодом. Вулканическая грязь используется в медицине, косметологии и как высококачественное сырьё для получения керамзита, изготовления цемента, кирпича, металлургических окатышей.

Грязевый вулканизм генетически тесно связан с землетрясениями. Накануне землетрясений происходит активизация вулканической деятельности, аномально увеличивается в составе газов углекислота и гелий, в составе воды – бор, хлориды и сульфаты. Сильные землетрясения с магнитудой 4.5–5 баллов провоцируют извержения грязевых вулканов.

14.2. Интрузивный (глубинный) магматизм

В случае интрузивного магматизма магма, поднимаясь из глубин Земли, внедряется в земную кору. Здесь она медленно остывает и затвердевает, образуя разнообразные по форме магматические тела – *интрузии*.

Перекрывающие осадочные толщи, благодаря деятельности различных экзогенных агентов, постепенно разрушаются, удаляются, а интрузивные тела оказываются на поверхности.

Типы интрузий. Различаются несколько типов или форм интрузий в зависимости от условий их образования и соотношения с вмещающими породами: батолиты, штоки, лакколлиты, факоллиты, лополиты, силлы, трещинные интрузии – дайки и жилы.

Батолиты – крупные (сотни и тысячи квадратных километров) массивные интрузивы магматических горных пород. Они имеют секущие контакты с вмещающими толщами, слагаются преимущественно породами кислого состава (гранитами и гранодиоритами) и приурочены к складчатым зонам.

Штоки – интрузивные тела неправильной или округлой формы с площадью выхода на поверхность менее 100 км².

Лакколлиты – тела караваяобразной формы с выпуклой верхней поверхностью и плоским основанием. Размеры их небольшие – от нескольких сотен метров до первых километров. Породы лакколлита залегают согласно с вмещающими породами, не пересекая их напластование.

Факоллиты – небольшие интрузивные тела, располагающиеся в сводах складок согласно с вмещающими породами и изогнутые в виде чечевицы.

Лополиты – согласные интрузивные тела выгнутой формы.

Силл – пластообразное согласное интрузивное тело, внедрившееся между пластами осадочных или вулканических пород.

Лакколлиты, факоллиты, лополиты и силлы являются *согласными* интрузивными телами, не пересекающими слоистость вмещающих толщ.

Дайки – пластообразное интрузивное тело, мощность которого значительно меньше протяженности тела по падению и простиранию. Дайки бывают линейные, разветвленные и кольцевые.

Жила отличается от дайки меньшими размерами и невыдержанной извилистой формой.

От всех перечисленных тел могут отходить жилоподобные ответвления, которые носят название апофизы.

Продукты интрузивного магматизма. В результате застывания и кристаллизации магмы при внедрении ее в земную кору образуются магматические кристаллические породы с полнокристаллической равнозернистой структурой.

Как и эффузивные породы, по содержанию SiO₂ они делятся на: ультраосновные (перидотиты, дуниты, пироксениты), основные (габбро), средние (диориты, сиениты) и кислые (граниты, гранодиориты) породы.

Гигантокристаллические горные породы, залегающие в виде жил, называются *пегматитами*.

14.3. Теоретическое и практическое значение изучения процессов магматизма

Теоретическое значение изучения процессов магматизма включает: изучение изменения магматизма во времени, что позволяет правильно понять эволюцию Земного шара с древних времен до наших дней, создать модель формирования магм, объяснить их разнообразие.

Практическое значение заключается в выявлении закономерностей размещения разнообразных полезных ископаемых в связи с определенными типами магматических пород. С ультраосновными породами связаны месторождения хромитов и никеля, платины, алмазов. С основными породами – меди, кобальта, титана и железа. Со средними породами – золота, серебра, меди. С кислыми породами – золота, бериллия, молибдена, свинца, цинка и др. С пегматитами – литий, бериллий, радиоактивные элементы и т.д.

14.4. Проблема происхождения магм

Выделяют мантийные и коровые магмы. Мантийный магматизм океанов проявляется в срединно-океанических хребтах (СОХ), островных дугах (ОД), асейсмических вулканических хребтах (симаунты) и в зонах трансформных разломов.

Магматизм в пределах континентов наиболее грандиозен в зонах активных континентальных окраин, в континентальных рифтах, в трапповых провинциях.

Считается, что происхождение основных магм связано с астеносферой и поднимающимися мантийными плюмами, а большинство магм среднего и кислого состава обусловлено дифференциацией базальтовой магмы, проявляющейся в виде ликвации и кристаллизационной дифференциации.

Вопросы для самоконтроля

1. Какие существуют основные формы проявления магматизма?
2. Объясните значение термина «магма».
3. Какие бывают магмы по составу?
4. В чём отличие магмы и лавы?
5. Охарактеризовать существующие типы вулканических построек.
6. Географическое и тектоническое распространение действующих вулканов.
7. Охарактеризовать типы вулканических извержений.
8. Жидкие и твёрдые вулканические продукты.
9. Особенности грязевого вулканизма.

ГЛАВА 15. МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизмом называют преобразование горных пород под воздействием эндогенных процессов, вызывающих изменение физико-химических условий в земной коре. При этом уже существующие осадочные, магматические и метаморфические породы приспособляются к новым условиям с образованием новых минералов, новых текстур и структур. Реакции идут в твердом состоянии.

Изменение минерального состава без изменения химического состава носит название изохимического метаморфизма. Изменение минерального состава с изменением химического состава называется метасоматозом.

15.1. Основные причины и факторы метаморфизма

Основными причинами метаморфизма являются изменения физико-химических условий в земной коре, что определяется следующими факторами:

1. *Изменение температуры.* При повышении температуры резко увеличивается скорость химических реакций и интенсивность процессов перекристаллизации. Происходит дегидратация гидроксилсодержащих минералов, декарбонатизация карбонатов, образование высокотемпературных минералов, лишенных конституционной воды. Температурные преобразования начинаются при $+300^{\circ}$. Верхний предел – температура плавления горных пород.

2. *Давление.* Различают геостатическое давление, обусловленное нагрузкой вышележащих пород, и направленное давление – стресс.

Давление способствует образованию минералов с более плотной упаковкой кристаллической решетки и повышает температуру плавления, т.е. расширяет температурный интервал метаморфизма.

При направленном давлении – стрессе, возникают сланцеватые породы – сланцы.

3. *Химически активные вещества* – углекислота, вода, водород, а также соединения N, Cl, F, B, S и других элементов. Среди них выделяются растворы, возникающие за счет преобразования самих метаморфических пород (CO_2 , H_2O), и растворы, поступающие из глубин Земли.

15.2. Типы и продукты метаморфизма

Метаморфизм подразделяется на локальный и региональный.

Локальный метаморфизм контролируется локальными конкретными структурными элементами – разломами, контактами с интрузивными породами, пликативными дислокациями, ударными структурами – астроблемами.

К локальным формам относятся контактовый, дислокационный, катакластический и ударный метаморфизм.

Контактный метаморфизм проявляется в пределах ореолов химического и термального влияния интрузий на вмещающие породы. Процесс идет под воздействием высокой температуры и химически активных веществ.

Типичными породами, возникающими при термальном воздействии на вмещающие породы, являются роговики. В результате контактово-метасоматических процессов возникают скарны, грейзены, вторичные кварциты.

Катакластический или динамометаморфический метаморфизм протекает под действием направленных давлений. Катакластический метаморфизм заключается в механическом дроблении, перетирании пород – *катаклаз*. В результате образуются катакластические породы: тектонические брекчии, катаклазиты, милониты.

Дислокационный метаморфизм происходит при одностороннем давлении и проявляется в формировании тонкоплитчатых пород, способных раскалываться на тонкие пластинки, – сланцы. Эта особенность обусловлена либо появлением в породах мелких субпараллельно ориентированных трещин, либо образованием множества плоскоориентированных минералов – слюд и хлоритов.

Ударный (импактный, коптогенный) метаморфизм. В последние годы установлена важная породообразующая роль соударений малых космических тел (метеоритов, астероидов, комет) с твердыми поверхностями планет и их спутников. Продуктами таких соударений являются различные импактиты и импактные брекчии (коптогенные породы), установленные в древних импактных кратерах (астроблемах) на Земле. Термин «астроблема» ввел Р. Дити в 1960 г. В 1964 г. он пришел к выводу, что Садбери (60 × 25 км) является импактным кратером.

Факторы импактного породообразования включают ряд фаз: 1) проникновение тела в породы мишени и их сжатие; 2) образование кратера; 3) трансформация кратера и заполнение его снизу путем быстрого возвратного смещения раздробленного цоколя и сверху за счет оседания выброшенного и расплавленного материала местных пород;

4) затухающая в радиальном направлении ударная волна, приводящая к возникновению концентрических зон испарения, полного и частичного плавления, пластических деформаций, дробления и трещиноватости.

При импактном пороодообразовании на уровне минералов происходят следующие процессы:

- 1) прогрессивный ударный метаморфизм;
- 2) возникновение импактного расплава и его охлаждение (кристаллизация, остеклование, рекристаллизация, перекристаллизация);
- 3) преобразование за счет воздействия водных растворов.

При этом возникает ряд специфических высокобарических минералов – индикаторов: коэсит, стишовит, алмаз, лонсдейлит, а также отмечается присутствие небольшого количества распыленного вещества ударившихся тел – жаманшиты, иргизиты. Расчленение коптогенных пород основывается на агрегатном составе образующих их обломков и частиц, а также цементирующей матрице.

Различают импактные брекчии и импактиты (перемещенные продукты плавления). Среди последних выделяют стекловатые тагамиты и витрокристаллические зювиты.

Каждый год в атмосферу Земли вторгается 10–11 космических тел диаметром до 2 м. Каждый из них вызывает взрыв мощностью в килотонну.

Был зарегистрирован взрыв в 15 килотонн (атомная бомба, уничтожившая Хиросиму) вследствие вторжения тела диаметром 6 м.

В конце 50-х гг. в атмосферу Земли залетели два тела диаметром 7,5 и 6,0 м, вызвавшие взрывы соответственно в 30 и 20 килотонн. По оценке астронома Тимоти Фарриса, раз в миллион лет Земля сталкивается с астероидом диаметром ≈ 1 км, способным уничтожить Индию. По его мнению, если в районе Бермудских островов рухнет метеорит, аналогичный упавшему 65 млн лет назад около п-ва Юкотан и имевшему диаметр 10 км, то это падение вызовет цунами, которое, дойдя до Нью-Йорка, будет иметь высоту 180 м и мчаться со скоростью 750 км/час. В результате катаклизма окажутся затопленными все низколежащие районы прибрежной зоны от Дублина до Гонконга.

На п-ве Юкотан известен кратер Чиксулуб диаметром около 180 км. Размеры астероида достигали 10 км в диаметре.

В июле 1994 г. наблюдалось падение 22 фрагментов ядра кометы Шумейкеров-Леви на Юпитер. Диаметр каждого фрагмента около 1 км. При взрыве образовались огненные шары диаметром около 1000 км. Атмосферные возмущения превышали размеры Земли. Подобное могло бы уничтожить биосферу нашей планеты.

Региональный метаморфизм проявляется на обширных территориях и охватывает огромные толщи пород. При этом задействованными оказываются все три фактора – температура, давление и химически активные вещества. При региональном метаморфизме возникают разнообразные породы: сланцы, гнейсы, мрамора, эклогиты и гранулиты.

При повышении давления и температуры может происходить частичное (анатексис) или полное (палингенез) плавление пород с образованием расплава. Такой процесс носит название *ультраметаморфизма*. При этом может происходить *гранитизация* – процесс химического и минерального изменения пород любого состава с превращением их в граниты через стадию магматического расплава.

Вопросы для самоконтроля

1. Основные причины и факторы метаморфизма.
2. Природа и факторы контактового метаморфизма.
3. Природа и факторы дислокационного метаморфизма.
4. Характеристика ударного метаморфизма.
5. Природа и факторы регионального метаморфизма.

ГЛАВА 16. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тектонические движения земной коры подразделяются на колебательные (эпейрогенические), складкообразовательные (пликативные) и разрывные (дизъюнктивные) движения.

16.1. Колебательные (эпейрогенические) движения

Среди колебательных выделяют современные и новейшие колебательные движения.

Под *современными* движениями понимаются движения, развивающиеся в данный момент на наших глазах в исторический период на протяжении последних нескольких тысяч лет.

Под *новейшими* движениями понимаются движения, распространяющиеся на последние 25 млн лет (неоген-четвертичное время).

Примером современных движений является п-ов Канин, который до конца XVIII века на картах изображался островом. Эта зона также как и о. Новая Земля, в последнее время испытывает интенсивное поднятие. На Новой Земле следы деятельности морского прибоя можно наблюдать на высотах до 400 м.

Страны Скандинавского п-ова по северным берегам Ботнического залива, так же, как Кольский п-ов и Карелия испытывают в данный момент поднятие со скоростью до 1 см в год.

Широко известен факт погружения берегов Северного моря в пределах Голландии и Бельгии.

В качестве примера новейших колебательных движений приводят данные о геологическом строении долины р. Волги в районе Жигулевских гор. Перед началом четвертичного периода здесь возникло широкое сводообразное поднятие с амплитудой около 500 м. Река размыла приподнятые коренные породы, сформировав новую долину, которая обнаруживается теперь в виде переуглубленного русла на отметке около 140 м ниже уровня Каспийского моря.

Далее произошло опускание территории, и Волга заполнила свою долину осадками мощностью около 250 м. Затем снова поднятие, и река разрабатывает в толще своего же аллювия, а частью и в коренных породах, новую долину.

Признаки, указывающие на новейшие поднятия:

1. Морские террасы, береговые валы и ниши, приподнятые над современным уровнем моря.
2. Расширение площади, занятой прибрежными мелями, шхерами, полуостровами, расширения намывного берега.
3. Морские осадки, обнаруженные на суше, вдали от берегов.
4. Дельты.
5. Абразивные и денудационные поверхности, приподнятые над уровнем местности.
6. Поднятия над уровнем моря коралловых рифов.

Признаки новейших опусканий:

1. Залитый водами моря эрозионный рельеф – террасы, речные долины, фиорды, каньоны.
2. Эстуарии, затопленные долины рек, лиманы.
3. Погруженные значительно ниже уровня моря коралловые рифы.

При изучении результатов колебательных движений земной коры всегда следует иметь в виду возможность изменения общего объема воды в океанах вследствие увеличения или уменьшения объемов ледников. Следовательно, в геологической истории *уровень моря не является величиной стационарной*. Такого рода колебания уровня моря называются *эвстатическими*. Их эффект сказывается одновременно и одинаково на всех берегах, чем и отличается от эффекта вертикальных дифференциальных движений отдельных участков земной коры.

Методы изучения современных и новейших колебательных движений могут быть подразделены на две группы: количественные и качественные.

Количественные методы включают: 1) метод измерения наклонов поверхности Земли; 2) геодезические; 3) астрономические; 4) гидрологические и 5) космические.

К группе качественных методов можно отнести: 1) сейсмологические; 2) орографические; 3) батиметрические; 4) геоморфологические; 5) историко-археологические; 6) биогеографические и 7) геологические.

Важнейшим методом изучения колебательных движений прошедших геологических периодов служит метод анализа стратиграфической колонки или геологического разреза.

Рассмотрим в качестве иллюстрации геологический разрез коренных пород окрестностей г. Томска.

Здесь в основании разреза залегают верхнепротерозойские кристаллические породы, представленные доломитами, мраморами и амфиболитами с телами ультраосновных пород. Эти толщи трактуются в качестве офиолитовой ассоциации, представляющей собой реликты океанской коры.

Венд-кембрийские толщи состоят из вулканитов средне-кислого дацитового состава, песчаников, глинистых сланцев, базальтов, андезитов и их туфов, накопившихся в морских мелководных условиях островных дуг.

Ордовикские и силурийские отложения в районе отсутствуют, что может свидетельствовать о существовании в это время здесь суши и отсутствии осадконакопления.

В нижнем девоне происходит в наземных условиях интенсивная вулканическая деятельность с излиянием базальтов и риолитов, что указывает на процессы континентального рифтогенеза.

В среднем и верхнем девоне известняки, песчаники и аргиллиты накапливались в условиях пострифтового мелкого морского бассейна и содержат обильную фауну кораллов, брахиопод и мшанок.

Каменноугольные отложения снизу вверх представлены песчано-глинистыми отложениями тугояковской, ярской, лагерносадской, басандайской свит. Первая из них содержит морскую фауну, а басандайская свита – ископаемые остатки наземной флоры и прослой каменных углей, что свидетельствует о ее формировании в прибрежно-континентальных условиях близких к приморским низинам с мангровыми зарослями. Средне- и верхнекаменноугольные, пермские и триасовые отложения в районе отсутствуют, что позволяет предполагать существование в это время в районе суши.

Юрские и меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения представлены песками и глинами, в том числе и каолиновыми, содержат залежи бурых углей, отпечатки наземной флоры и несут признаки накопления в озерных, болотных условиях, образования в речных долинах.

История колебательных движений может быть схематично изображена на графике, который носит название *палеогеографической кривой*. Отчетливо устанавливается колебательный характер вертикальных движений с интервалом в десятки и сотни миллионов лет. Имеют место и более частые колебания. Так, например, ежесуточно вследствие притяжения Луны поверхность Земли на широте г. Томска поднимается и опускается на 20 см.

На южном побережье Печерского моря днища древних погребенных долин располагаются на абсолютных высотах от –100 до –150 м. Близ северного побережья Западно-Сибирской низменности древние долины располагаются на глубинах до 350 м ниже современного уровня Карского моря. На побережье Чукотского моря глубина вреза доплиоценовых долин составляет 80–100 м ниже его современного уровня.

Сравнение глубин залегания днищ доплиоценовых долин с глубинами прилегающих морей показывает, что арктического шельфа в миоцене практически не существовало, за исключением, возможно, западных районов Баренцова моря, а северный бореальный бассейн был полностью изолирован от Тихого океана.

Основными причинами современных колебательных движений считаются:

1. Гляциоизостатические движения.
2. Тектонические движения: а) волновые колебания (мантийные, флюидодинамические); б) перемещение при землетрясениях; в) движения литосферных плит.
3. Колебания, связанные с вулканической деятельностью.
4. Техногенные причины: откачка нефти и газа, строительство водохранилищ.

16.2. Складкообразовательные (пликативные) движения земной коры

Осадки океанов, морей и озер, как правило, откладываются в форме горизонтальных или почти горизонтальных слоев. Это первичное залегание горных пород. В таком положении они могут находиться неопределенно долгое время, подвергаясь воздействию лишь процессов диагенеза, т.е. уплотнению, превращаясь в твердую горную породу.

Вследствие тектонических движений первичное горизонтальное залегание нарушается. В этом случае говорят о тектонических нарушениях или тектонических дислокациях. Слои могут сминаться в складки, и тогда говорят о складчатых или пликативных нарушениях. Иногда происходит разрыв слоев, и говорят о разрывных или дизъюнктивных нарушениях.

Осадочные породы залегают в форме правильно выраженных слоев.

Слой – это элементарное подразделение осадочных отложений, ограниченное снизу и сверху четкой поверхностью – поверхностью напластования. Верхняя часть слоя называется *кровлей*, нижняя – *подшовой*. Расстояние между кровлей и подошвой по перпендикуляру называется мощностью.

Складки – это волнообразные изгибы горных слоев самых различных масштабов и форм. Для того чтобы охарактеризовать складки, рассмотрим элементы залегания слоя (рис. 16.1).

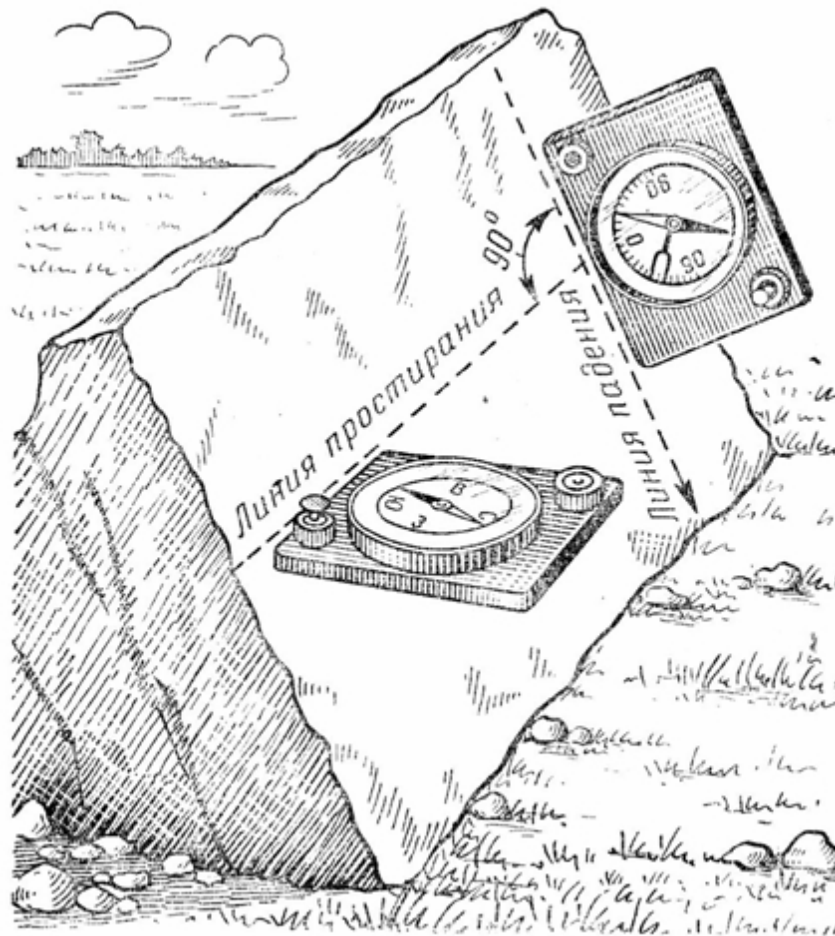


Рис. 16.1. Элементы залегания слоистости в горных породах

16.2.1. Складки и их элементы

Линия простирания – горизонтальная линия, расположенная на поверхности слоя. Это воображаемая линия, которая возникает при пересечении горизонтальной плоскости с поверхностью напластования.

Таких линий простирания может быть бесчисленное множество.

Линия падения – линия, перпендикулярная линии простирания и направленная вниз по направлению погружения слоя.

Угол падения – угол между линией падения и ее проекцией на горизонтальную плоскость. В случае горизонтального залегания угол падения равен 0, при вертикальном залегании угол падения равен 90°.

Положение слоя в пространстве определяется вполне однозначно – азимутом простирания, азимутом падения и углом падения.

Складки подразделяются на антиклинальные и синклиналиные (рис. 16.2).

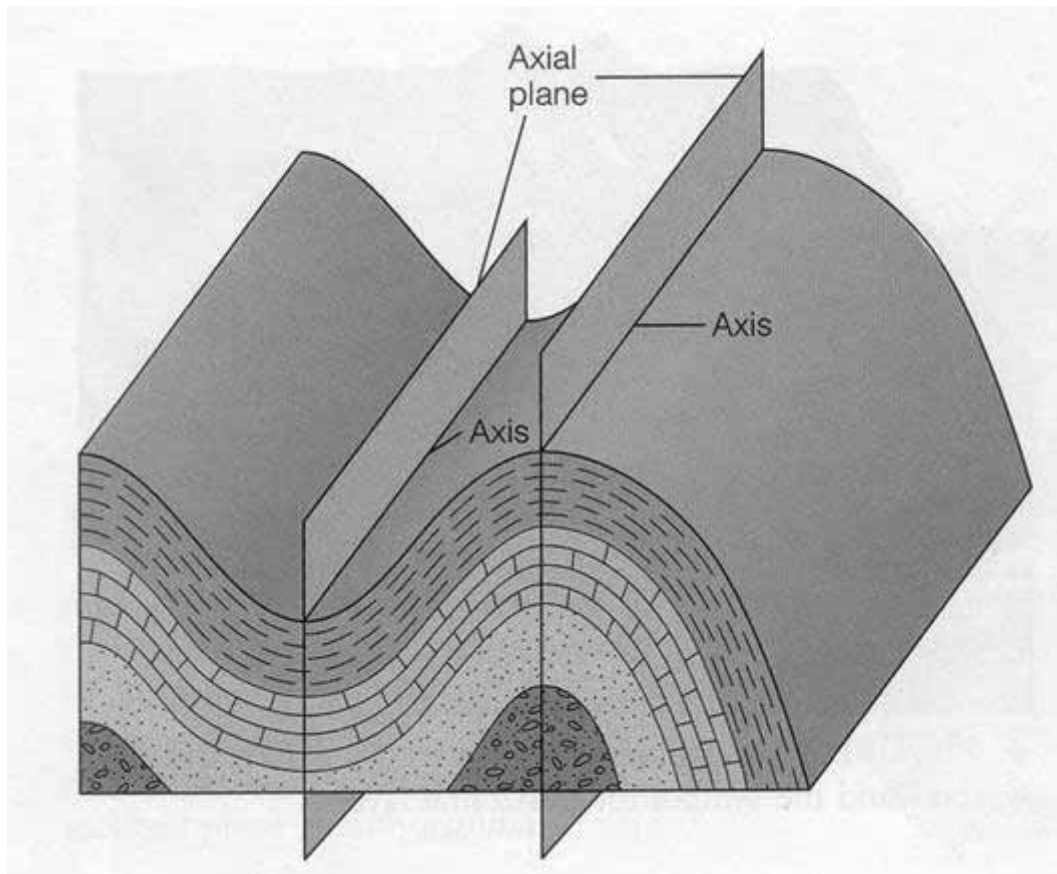


Рис. 16.2. Складки и их строение

Антиклинальные складки, или антиклинали, – изгиб слоев обращен выпуклостью вверх.

Синклинальные складки, или синклинали, – изгиб слоев обращен выпуклостью вниз.

Элементы строения складки:

Ядро – внутренняя часть складки.

Крылья – боковые поверхности складки.

Осевая плоскость или осевая поверхность – поверхность, разделяющая складку на две равные части.

Шарнир – линия пересечения поверхности напластования с осевой плоскостью.

Осевая линия или ось – линия пересечения осевой плоскости или осевой поверхности с поверхностью Земли.

Замок – участок складки в районе шарнира.

Высота складки – расстояние от вертикали между шарнирами смежных антиклинали и синклинали, измеряемое по подошве или кровле одного слоя.

Ширина складки – расстояние между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей.

Угол складки – угол, образованный касательными плоскостями к крыльям складки.

По наклону осевой поверхности выделяются следующие разновидности:

1. Прямая или симметричная складка с вертикальной осевой поверхностью.

2. Косая или наклонная складка с наклонной осевой поверхностью и крыльями, падающими в разные стороны под разным углом.

3. Опрокинутая складка с наклонной осевой поверхностью и крыльями, падающими в одну сторону.

4. Лежачая складка с горизонтальной осевой поверхностью.

5. Изоклинальные складки – осевая поверхность и крылья параллельны друг другу.

По форме замка и крыльев различают складки: острые, гребневидные, арковидные, сундучно-коробчатые, веерообразные.

По соотношению длины и ширины различают:

Линейные складки, у которых длина намного превосходит ширину. Они простираются на большие расстояния параллельно друг другу.

Брахискладки, у которых отношение ширины к длине 1:3 и больше: брахиантиклинали и брахисинклинали.

Купола и чаши – отношение ширины к длине 1:1.

Шарнир складки может испытывать поднятие и погружение, что носит название *ундуляции*.

При погружении или воздымании шарнира складка замыкается. Замыкание синклинальной складки называется *центриклинальным*, а антиклинальной – *периклинальным* замыканием.

В случае если в ядре купола залегают высокопластические породы, они могут протыкать складчатую структуру. Такие купола называют *диапирами*. Диапиры наиболее широко развиты в районе развития соляных отложений. Поэтому такая диапировая тектоника носит название соляной тектоники.

Согласное и несогласное залегание. *Согласное залегание* – напластование горных пород, при котором поверхности пластов обычно параллельны между собой, и при этом соблюдается первичная стратиграфическая последовательность. В данном случае накопление осадков происходило без перерыва, практически непрерывно. При этом слои могут залегать как горизонтально, так наклонно.

Несогласное залегание возникает в том случае, если под воздействием тектонических движений участок земной коры выводится из зоны осадконакопления, подвергается денудации, возможно, тектоническим дислокациям, а затем на этой поверхности вновь отлагаются осадки. То

есть, молодые отложения отделяются от более древних поверхностью размыва или перерыва в осадкообразовании. Различают несколько видов несогласий (рис. 16.3):

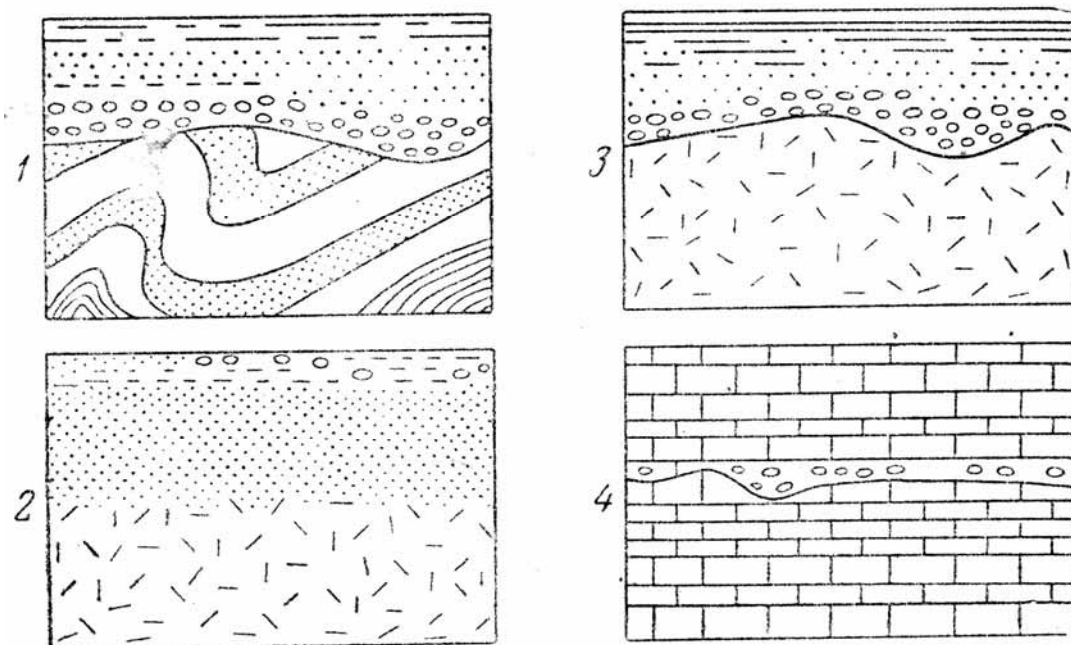


Рис. 16.3. Типы несогласий (по В.Н. Веберу):

1–3 – угловое несогласие между двумя осадочными (1) и изверженной и осадочной (3) породами; 2 – скрытое несогласие; 4 – параллельное эрозионное несогласие

1. *Параллельное несогласие* – в случае ингрессии.
2. *Скрытое несогласие* – залегание песчаников на выветрелой поверхности гранитов того же состава.
3. *Угловое несогласие* (трансгрессия) – налегание молодых слоев на дислоцированные смятые в складки древние толщи. При анализе такого обнажения можно выделить следующие этапы: а) отложение осадков древней толщи; б) складчатые и разрывные деформации древней толщи; в) выход дислоцированных толщ из-под уровня моря и их размыв; г) новое погружение и отложение осадков молодых толщ; д) выход комплекса отложений на поверхность, их размыв, раскрытие обнажения.

16.3. Разрывные (дизъюнктивные) движения земной коры

Тектонические нарушения, сопровождающиеся разрывом сплошности слоя, носят название *разрывных* или *дизъюнктивных нарушений*. Разрыв сплошности происходит по трещине, по которой смещаются смежные блоки пород. Эта трещина представляет собой поверхность и носит название поверхности сместителя или просто сместитель. Такая поверхность, как и плоскость напластования, имеет простирание (ази-

мут линии простираения), направление падения (азимут линии падения и угол падения).

Эти характеристики в пределах плоскости смещения могут меняться.

Опущенный блок называют *опущенным крылом*, а приподнятый – *поднятым крылом*.

Различают лежащее и висящее крылья в случае наклонного положения сместителя. Лежащее крыло располагается под сместителем. Висящее крыло – над сместителем.

Амплитуда смещения измеряется по-разному. Измеряют истинную, вертикальную, горизонтальную и стратиграфическую амплитуду смещения.

В обнажениях сместителя фиксируются зоны дробления, брекчиями, зеркалами трения – блестящими поверхностями с бороздами и трещинами, указывающими направление движения масс.

Нередко в рельефе к разрывным нарушениям приурочены долины рек и ручьев, ложбины, выходы подземных источников.

Главнейшие виды разрывных нарушений включают сбросы, взбросы и сдвиги (рис. 16.4).

Сбросы – тектонические разрывы, при которых лежащее крыло поднято, а висящее опущено. Возникает горизонтальная амплитуда разрыва a_3 , на которую расширяется блок земной коры, т.е. сбросы возникают в условиях растяжения земной коры. Депрессии, ограниченные сбросами, падающими навстречу друг другу, носят название *грабены*. Ограниченное сбросами поднятие называется горстом.

Взброс – тектоническое нарушение, при котором лежащее крыло опущено, а висящее поднято, а угол падения сместителя круче 60° . При углах наклона сместителя $40\text{--}60^\circ$ такой взброс называется *надвигом*. В зоне взброса или надвига блок земной коры сокращается на величину горизонтальной амплитуды разрыва, т.е. дислокация происходит в условиях сжатия.

При горизонтальном или почти горизонтальном положении сместителя такие надвиги носят название шарьяжей или покровов. Сейчас подтверждается огромное значение надвиговых и шарьяжных структур в строении складчато-глыбовых сооружений.

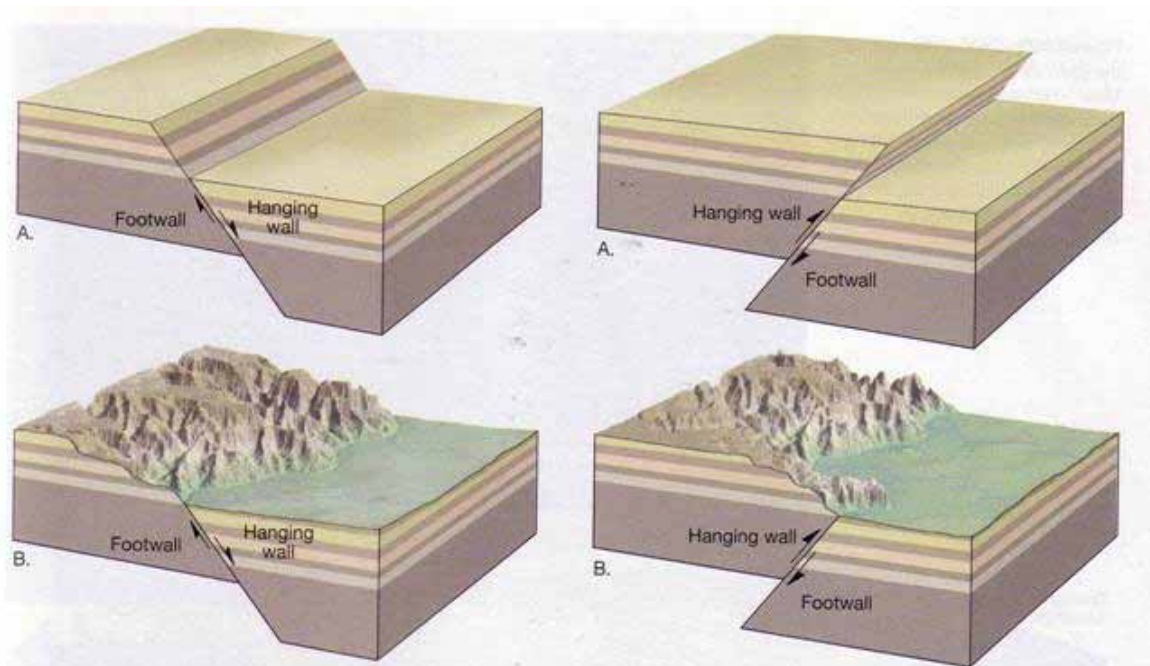


Рис. 16.4. Главные виды разрывных нарушений

Сдвиги – тектонические разрывы с перемещением крыльев в горизонтальном направлении вдоль простирания сбрасывателя. Как правило, вертикальных перемещений в случае сдвига не отмечается.

В природе чаще всего встречаются комбинированные формы (сбросо-сдвиги, взбросо-сдвиги и т.д.).

Понятие о глубинных разломах. *Глубинные разломы* – категория разрывных тектонических нарушений, характеризующихся следующими особенностями:

1. Большая протяженность в сотни и тысячи километров.
2. Относительная протяженность и выдержанность по простиранию.
3. Многократное подновление, активное существование в течение сотен миллионов лет.
4. Приуроченность к разлому многочисленных тел интрузивных пород, особенно гипербазитов.
5. Глубинный разлом представляет собой границу соприкосновения разнородных и разновозрастных блоков земной коры и нередко интерпретируется как древняя зона субдукции.

Глубинный разлом – зона различной мощности от первых десятков метров до первых километров, где проявились сложные деформации – сдвиги, надвиги, сбросы, покровы – на различных его участках.

Вопросы для самоконтроля

1. Что понимается под новейшими и современными движениями земной коры.
2. Охарактеризовать методы изучения новейших и современных движений.
3. Палеогеографическая кривая, какую информацию она несёт?
4. Охарактеризовать элементы залегания слоёв.
5. Морфологическая и генетическая классификация складок.
6. Типы несогласного залегания осадочных пород.
7. Виды разрывных нарушений и амплитуды смещений.

ГЛАВА 17. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ (СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ)

Землетрясение – это колебания земли, вызванные внезапным освобождением энергии земных недр. Освобождение энергии сопровождается разрывом и смещением твердого вещества в очаге землетрясений и упругими колебаниями за его пределами.

Ежедневно на земном шаре происходят тысячи землетрясений различной интенсивности.

17.1. Географическое распространение землетрясений

Географическое распространение землетрясений полностью объясняется концепцией теории литосферных плит. Большинство землетрясений происходит по краям литосферных плит (95 %), вдоль срединно-океанических хребтов и трансформных разломов.(3–4 %). Меньшая часть землетрясений проявляется внутри плит – в зонах настоящего рифтогенеза – Восточно-Африканская и Байкальская рифтовые зоны.

Зона землетрясений, окружающая Тихий океан, носит название Тихоокеанского пояса. Здесь в зоне погружения плит под островные дуги (на западе) и под континентами Америки (на востоке) происходит около 90% всех землетрясений. 5–6 % землетрясений фиксируется в Альпийском поясе, протягивающемся от Средиземноморья на восток через Турцию, юг СССР, Иран в Северную Индию (Гималаи).

Соответственно, на поверхности Земли выделяются сейсмические и асейсмические зоны. В асейсмической зоне землетрясения происходят крайне редко или не происходят вообще.

17.2. Причины землетрясений

Землетрясение происходит, когда в породах, слагающих земную кору, в результате избыточного напряжения образуется разрыв. Разрыв происходит по неровной области вдоль более или менее плоской поверхности геологического разлома, которая может быть или вертикальной или наклонной.

Длина вскрывшейся части разлома может варьировать от нескольких метров до нескольких сотен километров. Вспарывающаяся трещина

может достичь поверхности Земли, но может и остановиться на глубине. В целом, чем больше длина разлома, тем интенсивнее землетрясение.

Место, в котором начинается землетрясение или вспарывание разлома, называется *гипоцентром*, а точка, расположенная на поверхности Земли над гипоцентром – *эпицентром* землетрясения.

Расстояние от эпицентра до гипоцентра называется *глубиной очага*, которая может меняться от первых километров до 500–700 км в зонах Бенъофа – Заварицкого.

Вертикальное и горизонтальное смещение по обе стороны поверхности разлома меняется от нескольких сантиметров до первых метров.

По мере вспарывания разлома выделяется энергия, большая часть которой расходуется на разламывание и дробление пород, горизонтальное и вертикальное смещение блоков, образование тепла. Небольшая часть энергии излучается во всех направлениях в окружающее пространство в виде сейсмических волн (продольных – Р, поперечных – L, поверхностных – S), которые распространяются в теле Земли. Достигая земной поверхности, они порождают колебания почвы, которые мы воспринимаем как землетрясения.

Землетрясения сопровождаются шумовыми эффектами, изменениями магнитного и электрического полей, содержанием радона в воде, ее температуры и уровня, появлением свечения.

Световые явления при землетрясениях хорошо описаны в мировой литературе. Они проявляются в виде «огненного тумана», замедленных вспышек исполинских молний, длительного «разгорающегося и гаснущего» сияния с периодом 10–40 сек. Кроме этого, наблюдаются огненные шары, вспышки и столбы света, шнуры, факелы, светящиеся полосы. Иногда форма светящейся области представляет полусферу радиусом 10–100 м, соприкасающуюся с поверхностью Земли.

При Ташкентском землетрясении 26 апреля 1966 г. в 5 ч 22 мин местные жители наблюдали, как из-под Земли с шипением вырвался и взвился над крышами домов гигантский световой факел. Четко очерченный по краям и размытый в верхней части, факел округло расширялся. Оторвавшись от земли, факел растворился в небе.

Во время Бурчмулинского землетрясения в 70 км к северо-востоку от Ташкента 24 октября 1959 г., по рассказам местных жителей, окружающие поселок горные хребты светились голубоватым пламенем.

Установлен факт свечения в средней атмосфере над мощными грозами. К ним относятся «красные спрайты» (40–80 км), «голубые джеты» (20–30 км), «эльфы» (80–90 км), «гало» (70–80 км), «троляк», «гусеницы» и «пальмы». Отмечается преимущественная приуроченность их к зонам разломов.

Все эти явления, сопровождающие землетрясения, называются *сейсмическими явлениями*. Обычно после проявления самого землетрясения наблюдаются ослабевающие удары или толчки – *афтершоки*. Перед землетрясением некоторое время толчки нарастают – *форшоки*. *Мейншок* – главный толчок.

17.3. Типы землетрясений

Классификация землетрясений может проводиться по различным признакам. По глубине гипоцентра:

1. *Поверхностные* – глубина гипоцентра до 10 км.
2. *Нормальные* – глубина гипоцентра 10–60 км.
3. *Промежуточные* – 60–300 км.
4. *Глубокофокусные* – 300–700 км.

В соответствии с причинами, обуславливающими землетрясения, выделяются:

1. *Тектонические землетрясения.*
2. *Вулканические землетрясения.*
3. *Денудационные землетрясения.*
4. *Техногенные землетрясения:*
 - а) *землетрясения, вызванные наполнением водохранилищ;*
 - б) *землетрясения, вызванные закачкой воды в скважины;*
 - в) *землетрясения, вызванные откачкой нефти и газа;*
 - г) *землетрясения при ядерных взрывах.*

17.4. Методы изучения землетрясений

Для изучения землетрясений существуют специальные приборы, при помощи которых регистрируют время, силу и направление каждого удара, исходящего из гипоцентра. Эти приборы – сейсмографы – автоматически записывают характер и силу колебаний сейсмических волн и указывают направление на гипоцентр. Поскольку на Земле существует сеть сейсмических станций, оснащенных ЭВМ, сразу же выдается информация и о месте землетрясения. Сейсмографы ведут автоматическую запись на ленте, которая называется сейсмограммой.

Интенсивность землетрясений – мера повреждений, причиненных сооружениям, нарушений на поверхности грунта, а также человеческой реакции на сотрясение – оценивается в баллах. В России принята 12-балльная шкала.

I балл – людьми не ощущается;

II–IV балла – ощущается людьми, находящимися вне зданий и в зданиях;

V баллов – распахиваются двери, останавливаются маятники часов, трескается штукатурка;

VI – бьется посуда, лопаются оконные стекла, падают предметы с полок и картины со стен. Возникают трещины в каменных и кирпичных зданиях;

VII баллов – разрушение в плохо построенных домах, со зданий обрушиваются карнизы и архитектурные украшения;

VIII баллов – наблюдаются значительные повреждения в обычных домах, панельные стены отделяются от каркаса;

IX баллов – значительные повреждения в сейсмостойких зданиях. Дома сдвигаются с фундамента. Повреждение водохранилищ, подземных трубопроводов.

X–XII баллов – разрушение большинства зданий, возникновение земляных волн и трещин в почве.

После землетрясения идет обследование пострадавшего района и выделяются участки (точки), где землетрясение имело одинаковую интенсивность в баллах. Эти точки соединяются линиями – *изосейсты*. А полученная карта с изосейстами называется *картой изосейст*.

Зона, окружающая эпицентр и ограниченная изосейстой с максимальным значением, называется *плейтосейстовой* областью или зоной.

Количественная оценка интенсивности землетрясения производится по амплитуде смещения почвы, которая определяется магнитудой Рихтера. Магнитуда Рихтера есть десятичный логарифм амплитуды смещения почвы в мкм на расстоянии 100 км от эпицентра. В сейсмологии силу действия землетрясения принято характеризовать двумя величинами: классом энергии (К) и величиной магнитуды (М).

$M = 0,6 \pm 1,3 F$, где F – интенсивность в баллах.

17.5. Разрушительные последствия землетрясений

Разрушительные последствия землетрясений можно связать, с одной стороны, природными явлениями, а с другой – деятельностью человека.

Природные явления включают сотрясения, нарушения и разжижение грунта (трещины и смещения), оползни, лавины, сели, оседание блоков земли, образование цунами.

Разрушительные явления, связанные с деятельностью человека, сопровождаются разрушением и обрушением зданий, мостов и других сооружений, наводнениями при прорыве плотин и водоемов, пожарами при повреждении нефтехранилищ и разрывах газопроводов, падением и опрокидыванием предметов внутри и вне зданий, повреждением транс-

портных средств, коммуникаций, линий энерго- и водоснабжения, канализационных систем, утечками из ядерных реакторов.

17.6. Антисейсмические мероприятия и прогноз землетрясений

В связи с большим ущербом, наносимым землетрясениями, в последние годы появились новые направления в области строительства – *инженерная сейсмология* и *сейсмостойкое строительство*. Основная цель инженерной геологии и сейсмостойкого строительства – свести к минимуму повреждения, потери жизней и имущества при землетрясениях. Она достигается, во-первых, выбором для строительства района, наименее опасного в сейсмическом отношении, а, во-вторых, строительство таких зданий и сооружений с усиленными конструкциями, которые способны противостоять сейсмическим силам.

Прогноз землетрясений выдвигает три главных вопроса, выяснение которых может привести к решению этой проблемы.

1. Где, в каком районе, в какой точке земной поверхности произойдет землетрясение?
2. Какова предполагаемая интенсивность будущего землетрясения?
3. Когда произойдет землетрясение?

Ответ на первые два вопроса дает сейсмическое районирование территории, которое ставит своей задачей *выделение районов сейсмической активности* и дифференцированную оценку их по силе возможных землетрясений (статистический метод), положение их гипоцентров и эпицентров, детальное изучение особенностей геологии участков с выявлением зон разломов, по которым происходили перемещения блоков.

Вопрос, когда произойдет землетрясение, пока далек от своего решения. Хотя имеются единичные обнадеживающие примеры. Выявлены так называемые предвестники землетрясений. Они включают различные физические характеристики Земли, значения которых изменяются перед землетрясениями. К предвестникам относят: активную сейсмичность, опускание и поднятие земной коры, наклоны земной поверхности, деформации, изменения уровня воды в колодцах и скважинах, изменение скоростей сейсмических волн, изменение потенциалов магнитного и электрического полей, содержания радона в воде.

Кроме перечисленных предвестников землетрясений, существуют *полунаучные аспекты* прогноза, включающие поведение животных и различные поверья.

Использование указанных предвестников позволило только в единичных случаях успешно предсказать землетрясения.

Ущерб от землетрясений, по оценкам ЮНЕСКО, исчисляется миллиардами долларов, невозполнимы потери людей. За год в мире вследствие землетрясений погибает около 10 тыс. человек.

Вопросы для самоконтроля

1. Причины землетрясений.
2. Классификация землетрясений.
3. Методы изучения землетрясений
4. Разрушительные последствия землетрясений.
5. Методы прогноза землетрясений.
6. Антисейсмические мероприятия.

Часть 4. СТРАТИГРАФИЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВА 18. МЕТОДЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

18.1. Основные задачи стратиграфии

Стратиграфия – классификация минеральных масс земной коры с исторической точки зрения (от лат. *stratum* – слой, греч. *grapho* – пишу). Объектом стратиграфии являются пластующиеся геологические тела, сложенные осадочными, вулканогенными и метаморфическими породами.

История стратиграфических исследований начинается с Н. Стено, который в 1669 г. открыл закон последовательности напластования горных пород (что залегает выше, то моложе). В 1817 г. У. Смит ввёл понятие «стратиграфия» и обосновал стратиграфическое направление исследований в геологии. Он установил приуроченность определённых форм ископаемых организмов к определённым слоям, что дало возможность распознавать и проследивать слои по заключённым в них органическим остаткам.

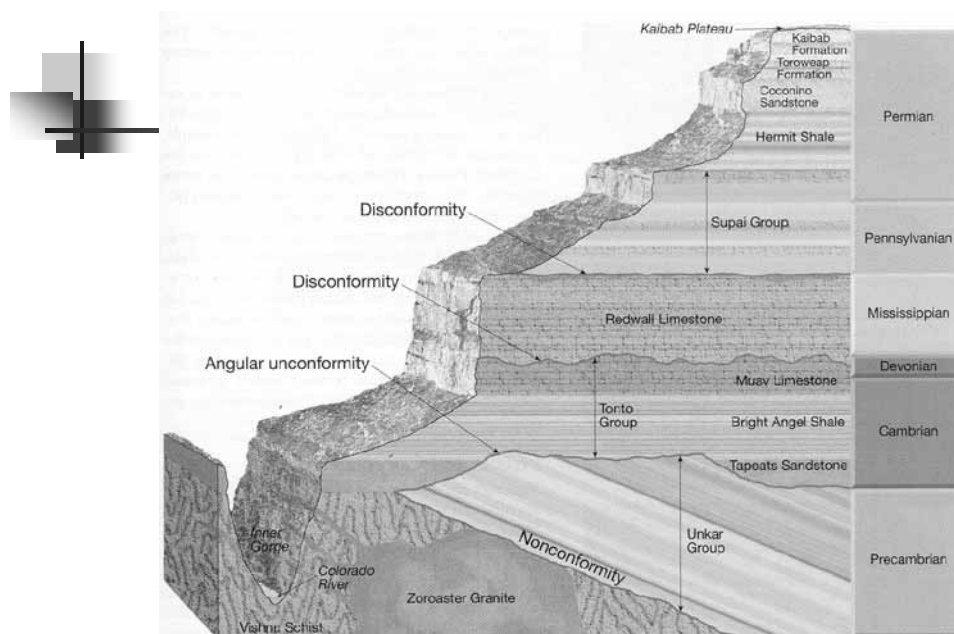


Рис. 18.1. Стратиграфическая последовательность слоистых толщ

Слой является основной и в то же время элементарной формой нахождения в земной коре минеральных масс осадочного происхождения. Слои представляют собой элементарные геологические тела, с которыми имеет дело стратиграфия осадочных образований (рис. 4.1).

Основные задачи стратиграфии включают: 1) расчленение разрезов и установление местных стратиграфических подразделений (комплекс, серия, свита, пачка, толща); 2) корреляцию стратиграфических подразделений и составление стратиграфических схем; 3) создание общей стратиграфической шкалы (ОСШ) с учётом периодизации геологической истории земной коры (рис. 18.2 и 18.3).

Результатом любого стратиграфического исследования всегда является схема стратиграфической классификации, которой предшествует стратиграфическая систематизация слоёв.

Выделяют *стратиграфию общую*, которая разрабатывает принципы науки, проблемы классификации, терминологии и номенклатуры, стратиграфической корреляции и методологии, обосновывает общую стратиграфическую шкалу, и *стратиграфию региональную*, которая обеспечивает стратиграфическую основу геологической съёмки и картирования, поисковые и разведочные работы.

18.2. Основные термины

Основными терминами, употребляемыми в стратиграфических построениях, являются:

Стратиграфическое подразделение (стратон) – совокупность горных пород, составляющих определённое единство и обособленных по признакам, позволяющим установить их пространственно-временные соотношения, т.е. последовательность формирования и положение в стратиграфическом разрезе. Каждому стратиграфическому подразделению соответствует эквивалентное ему геохронологическое подразделение.

Геохронологическое подразделение – интервал геологического времени, в течение которого образовались горные породы, входящие в состав данного стратиграфического подразделения, включая время внутренних перерывов.

Стратиграфические границы – поверхности, ограничивающие стратон по подошве (нижняя граница) и кровле (верхняя граница).

Латеральные границы – пределы географического распространения горных пород, слагающих данный стратон.

Состав стратиграфического подразделения – *перечень входящих в него более низких по рангу стратиграфических подразделений*.

Стратотипический разрез (стратотип) – конкретный разрез (единый или составной) стратона, указанный и описанный в качестве эталонного.

Стратотипическая местность (страторегион) район, в котором находится стратотип и разрезы, дополняющие его характеристику.

Стратотип стратиграфической границы (лимитотип) выбранный в качестве эталонного разрез, в котором фиксируется положение нижней границы стратотипического подразделения.

Стратиграфическая номенклатура – совокупность названий стратиграфических подразделений.

Стратиграфическая корреляция – сопоставление пространственно разобщённых стратонов или их частей по геологическому возрасту и (или) по положению в разрезах.

Общая стратиграфическая шкала – совокупность общих стратиграфических подразделений (в их полных объёмах, без пропусков и перекрытий), расположенных в порядке их стратиграфической последовательности и таксономической подчиненности

Стратиграфическая схема – графическое выражение временных и пространственных соотношений местных и (или) региональных стратонов, составляющих полный или частичный разрез определённого участка земной коры и скоррелированный с общей стратиграфической шкалой.

18.3. Классификация стратиграфических подразделений

Стратиграфическим кодексом России (2006) предусмотрены две группы стратиграфических подразделений: основные и специальные. Эти группы делятся на категории, для каждой из которых установлены определённые таксономические единицы, обозначаемые ранговыми терминами.

Таблица 18.1

Основные стратиграфические подразделения

Общие	Региональные	Местные
<i>Акротема</i>	<i>Горизонт</i>	<i>Комплекс</i>
<i>Эонотема</i>	<i>Слои с географическим</i>	<i>Серия</i>
<i>Эратема</i>	<i>названием</i>	<i>Свита</i>
<i>Система</i>		<i>Пачка</i>
<i>Отдел</i>		
<i>Ярус</i> <i>Раздел</i>		
<i>Хронозона</i>		
<i>Звено</i>		
<i>Ступень</i>		

В Стратиграфическом кодексе (2006) принята следующая классификация стратиграфических подразделений (табл. 18.1).

Раздел, звено и ступень используются для отложений четвертичной системы, возможно их применение для неогеновых отложений.

Специальные стратиграфические подразделения:

Морфолитостратиграфические: *органогенные массивы, олистостромы (гравитационные), клиноформы, стратогены.*

Биостратиграфические: *биостратиграфические зоны различных видов, ареальные зоны, вспомогательные подразделения (слои с фауной или флорой).*

Климатостратиграфические: *магнитозоны различного ранга.*

Сейсмостратиграфические: *сейсмокомплексы.*

В шкалах любых групп и категорий могут быть выделены дополнительные подразделения, которые обозначаются ранговыми терминами подразделений с приставками *над-* и *под-*. Стратиграфические подразделения, относящиеся к разным группам и категориям, являются самостоятельными, т.е. установление подразделений одной категории и их стратиграфические объёмы не зависят от соотношений с подразделениями других категорий. Подразделения разных категорий могут быть сопоставлены между собой по геологическому возрасту и стратиграфическому объёму.

Общие стратиграфические подразделения объединяют совокупности горных пород (геологические тела), занимающие определённое положение в полном геологическом разрезе земной коры и образовавшиеся в течение интервала геологического времени, зафиксированного в стратотипическом разрезе и (или) с помощью лимитотипов. Совокупность общих подразделений в их полных объёмах составляет Общую (Международную) стратиграфическую шкалу (табл. 18.1).

Для каждого стратиграфического подразделения и его ранга определяется ведущая роль того или иного метода, используемого при установлении данного подразделения.

При расчленении докембрия используются проявления крупной этапности развития земной коры, а также смена комплексов остатков организмов и продуктов их жизнедеятельности. Границы подразделений определяются проявлениями различных геологических событий в стратотипических местностях. Широко используются изотопные методы для датирования и межрегиональной корреляции докембрийских подразделений и их границ.

Для фанерозоя ведущим является биостратиграфический метод; его границы, как правило, определяются биотическими событиями. Широко используется и радиоизотопный метод.

Для четвертичной системы при установлении общих стратиграфических подразделений наряду с биостратиграфическим важное значение приобретает климатостратиграфический и палеомагнитный методы, используется и изотопный метод.

Таксономическая шкала общих стратиграфических подразделений состоит из ряда соподчинённых единиц, которым соответствуют таксономические единицы геохронологической шкалы (табл. 18.2).

Основными таксономическими единицами Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) являются ярус, хронозона, раздел, звено и ступень.

Ярус – единица ОСШ, подчинённая отделу, устанавливается по биостратиграфическим данным и представляет собой совокупность хронозон.

Хронозона – единица ОСШ, подчинённая ярусу. Устанавливается по биостратиграфическим данным и отражает определённую стадию развития одной или нескольких групп фауны или флоры. Хронозона должна иметь стратотип.

Таблица 18.2

Таксономическая шкала общих стратиграфических подразделений

Стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения
1. Акротема	1. Акрон
2. Энотема	2. Эон
3. Эратема	3. Эра
4. Система	4. Период
5. Отдел	5. Эпоха
6. Ярус	6. Век
7. Хронозона	7. Фаза
8. Звено	8. Пора
9. Ступень	9. Термохрон-криохрон

Раздел – единица ОСШ, подчинённая отделу четвертичной системы. Имеет био- и климатостратиграфические характеристики, соответствует относительно длительному этапу развития климата и охватывает несколько крупных климатических ритмов.

Звено – единица ОСШ, подчинённая разделу и используемая для расчленения отложений четвертичной (возможно, неогеновой) системы. Звено имеет био- и климатостратиграфические характеристики, объединяет комплексы пород, сформировавшихся за несколько климатических ритмов.

Ступень – единица ОСШ, подчинённая звену и используемая для отложений четвертичной (возможно, неогеновой) системы. Выделяется преимущественно на основании климатостратиграфических критериев.

Региональные стратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, сформировавшиеся в определённые этапы геологической истории крупного участка земной коры и отражающие особенности осадконакопления и последовательность смены комплексов фаун и флор, населявших данный участок. Региональные подразделения интегрируют местные стратотипы или их части, служат для корреляции местных стратиграфических схем, способствуют их сопоставлению с общей стратиграфической шкалой и могут быть картируемыми единицами. Распространение регионального подразделения ограничивается геологическим регионом или субрегионом, палеобассейном седиментации или палеобиогеографической областью (провинцией).

Стратиграфические границы региональных подразделений определяются показателями изменения режима и структурных перестроек, перерывами в осадконакоплении, существенными изменениями биоты или климата. Латеральные границы определяются пределами географического распространения входящих в его состав стратиграфических подразделений.

Таксономическими единицами региональных стратиграфических подразделений являются горизонт и слои с географическим названием; дополнительные единицы – надгоризонт и подгоризонт; вспомогательная – маркирующий горизонт.

Горизонт – основная таксономическая единица региональных стратиграфических подразделений, включающая разновозрастные свиты, серии или части тех и других, а также биостратиграфические подразделения. Горизонт объединяет по латерали разнофациальные отложения палеобассейна седиментации. Используется для сопоставления региональных стратиграфических схем с Общей стратиграфической шкалой. Горизонт должен иметь стратотип. Горизонты устанавливаются на основе литолого-фациальных, палеонтологических или петрографических особенностей с учётом изотопных данных. Горизонты четвертичной системы могут выделяться на климатостратиграфической основе. При необходимости могут выделяться подгоризонты и надгоризонты.

Слои выделяются по особенностям литологического состава и (или) на биостратиграфической основе и имеют географическое название. Стратотип слоёв может выбираться в стратотипическом разрезе горизонта (подгоризонта) или быть самостоятельным.

Местные стратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, выделяемые в местном разрезе на ос-

нове фациально-литологических, петрографических и палеонтологических особенностей и ясно отграниченные от смежных подразделений как по разрезу, так и на площади, опознаваемые на местности, в скважинах и картируемые.

Стратиграфические границы местных подразделений приурочены к изменениям вещественного состава пород по разрезу, к стратиграфическим перерывам и угловым несогласиям, смене ассоциаций остатков организмов, изменениям геофизических параметров. Латеральные границы местных подразделений могут фиксироваться изменением на площади вещественного состава толщ (типа осадконакопления), тектоническими контактами, а также существенной сменой ассоциаций остатков организмов.

Таксономическая шкала местных стратиграфических подразделений включает следующие единицы: комплекс, серия, свита и пачка. В качестве вспомогательных подразделений используются: толща, слой (пласт) и его модификации – маркирующий горизонт, линза и др. Перечисленные подразделения обозначаются терминами свободного пользования.

Комплекс – наиболее крупная таксономическая единица, объединяющая две или более серии, отвечающие крупному этапу в геологическом развитии территории. Комплекс выделяется с учётом данных изотопного возраста, степени метаморфизма и отделяется от смежных комплексов структурным или значительным стратиграфическим несогласием, а иногда и проявлением интрузивного магматизма, может подразделяться на подкомплексы и серии.

Серия – объединяет две или более свиты, характеризующие крупный цикл осадконакопления, со сходными условиями формирования (морские, континентальные, вулканические), преобладанием определённых пород или их направленной сменой, особыми текстурными признаками. Между свитами могут наблюдаться постепенные переходы, частичные латеральные замещения, перерывы, незначительные стратиграфические и угловые несогласия

Свита – основная таксономическая и картируемая единица при средне- и крупномасштабной геологической съёмке и первичном расчленении разрезов по скважинам. Она представляет собой совокупность развитых в пределах какого-либо геологического района отложений, которые отличаются от выше- и нижележащих составом и структурами пород, обусловленных их генезисом (морские, континентальные, вулканогенно-осадочные и др.), комплексом остатков организмов, характером метаморфизма, изотопным возрастом, а в ряде случаев геохимическими

или петрофизическими характеристиками, показателями климатических обстановок осадконакопления.

Географическое распространение свиты ограничивается территорией, в пределах которой опознаются её характерные признаки и прослеживаются нижняя и верхняя границы. Свита должна иметь стратотип. Свита может подразделяться на подсвиты и пачки.

Подсвита – подразделение свиты, содержащее большинство признаков свиты, но отличающееся от других подсвит литолого-фациальными и, реже, палеонтологическими признаками. Подсвиты в совокупности слагают полный стратиграфический объём свиты и являются картируемыми единицами при геологической съёмке. Свита, расчленённая на подсвиты в одном из районов своего распространения, может оставаться нерасчленённой в других районах.

Пачка – относительно небольшая по мощности совокупность слоёв (пластов), характеризующихся некоторой общностью признаков или одним определённым признаком, которые отличают её от смежных по разрезу пачек. Пачки обычно имеют ограниченное латеральное распространение, поэтому в различных районах в конкретной свите (подсвите) может быть выделено различное количество пачек.

Толща – вспомогательное стратиграфическое подразделение, недостаточность обоснования которого не позволяет считать его серией, свитой или подсвитой. Для толщи неясны соотношения с выше- и (или) нижележащими отложениями. Толщами рекомендуется называть местные подразделения, выделенные по неполным фрагментарным разрезам (единичным скважинам, или при малом выходе керна), а также по элювию на водоразделах при условии вскрытия горными выработками контактов с подстилающими и перекрывающими отложениями.

Слой (пласт) – маломощные литологически более или менее однородные отложения, отличающиеся по вещественному составу или по остаткам организмов и ясно отграниченные от выше- и нижележащих слоёв. Морфологическими модификациями слоя являются линзовидный пласт, линза, клин, лавовый поток (покров), залежь и др.

Маркирующий горизонт – широко распространённые и хорошо узнаваемые на определённом стратиграфическом уровне по характерным признакам (состав, органические остатки и др.) относительно маломощные отложения (пачка, слой).

Морфолитостратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, объединяемых по литологическим или фациально-морфологическим особенностям, позволяющим устанавливать положение этих подразделений в разрезе и на площади распространения. Приняты следующие названия этих вспомогательных

подразделений: органогенный массив, олистостромы (гравитационные), клиноформы и стратогены.

Органогенные массивы – сложные, длительно развивающиеся крупные (сотни метров) ископаемые органогенные постройки (риффы, рифоиды, биогермные и биостромные массивы. Они имеют выпуклую или линзовидную форму, слагаются массивными карбонатными породами, залегают среди стратифицированных отложений в виде изолированных дискретных тел или группируются в протяжённые гряды, цепочки и полосы.

Крупные органогенные массивы картируются в качестве самостоятельных стратонов.

Олистостромы гравитационные – хаотические ассоциации пород (микститы), состоящие из гетерокластического и часто разновозрастного материала (олистолитов), погруженного в относительно мелкокластическую бесструктурную массу (матрикс) обычно иного, чем олистолиты состава, слабо стратифицированную или без следов стратификации. Характерны резкость границ и пластообразная или линзообразная форма. Могут входить или в объём местных стратонов или выделяться в качестве самостоятельных подразделений.

Клиноформа – клиновидная (линзовидная) в разрезе обломочная толща с отчётливыми первичными наклонами слоёв, формирующаяся в склоновой части бассейна седиментации за один цикл колебания уровня моря.

Стратоген – совокупность четвертичных (возможно, и неогеновых) отложений, обособленных в разрезе по принадлежности к определённому генетическому типу (аллювиальному, эоловому, ледниковому и др.) или по сочетанию нескольких типов, и занимающих определенное стратиграфическое положение.

Биостратиграфические подразделения совокупности горных пород, охарактеризованные остатками организмов, границы между которыми определяются эволюционными изменениями отдельных таксонов, комплексов фауны (флоры) или сменой экологических ассоциаций. Основной единицей является биостратиграфическая зона (с подзонами), вспомогательными – слои с фауной (флорой) и датированные уровни.

Биостратиграфическая зона – совокупность слоёв, которая характеризуется определённым таксоном или комплексом древних организмов (зональный комплекс), отличающихся от таковых в подстилающих и перекрывающих слоях, и имеет нижнюю и верхнюю границы. Биостратиграфические зоны по ареалу своего распространения подразделяются на местные и провинциальные (лона). Географическое распро-

странение биостратиграфической зоны ограничено распространением зонального комплекса остатков организмов.

Слои с фауной (флорой) – вспомогательное подразделение, представляют собой отложения, содержащие остатки организмов или сложенные ими, но не отвечающие требованиям, предъявляемым к биостратиграфической зоне.

Климатостратиграфические подразделения объединяют совокупности горных пород, признаки которых обусловлены периодическими изменениями климата, зафиксированными в особенностях вещественного состава пород и ассоциаций остатков организмов. Используются преимущественно для выделения наиболее мелких единиц четвертичных и неогеновых отложений ОСШ – раздела, звена и ступени. Таксономическими единицами региональных подразделений являются климатолит и стадиал.

Климатолит – представляет собой совокупность горных пород, сформировавшихся за время одного климатического полуритма интенсивного похолодания (криомер) или потепления (термомер), проявленного в региональном масштабе. В средних широтах он отвечает ледниковью или межледниковью, в тропическом климате – влажному (плювиал) или сухому (арид) климату. В качестве геохронологического эквивалента климатолита употребляют термины «криохрон» и «термохрон».

Стадиал – единица, подчинённая климатолиту, и включающая отложения, сформированные в течение кратковременных колебаний климата в пределах времени образования части климатолита: стадии оледенения и межстадиалы в криомерах, климатические оптимумы, промежуточные похолодания в термомерах и т.п., соответственно употребляются термины «криостадиал» и «термостадиал». Геохронологическим эквивалентом стадиала является стадия.

Магнитостратиграфические подразделения представляют собой совокупности горных пород, отличающиеся своими магнитными характеристиками от подстилающих и перекрывающих слоёв. Среди них различают магнитополярные и магнитные подразделения.

Магнитополярные (палеомагнитные) подразделения основаны на магнитных параметрах, отражающих изменения геомагнитного поля во времени: обращения полярности (инверсии), напряжённости, координат палеомагнитных полюсов и др. Среди магнитополярных подразделений различают общие, региональные и местные.

Магнитные подразделения выделяются по совокупности численных магнитных характеристик (по значениям магнитной восприимчивости, остаточной намагниченности, по параметрам магнитного насыще-

ния и др.). Магнитные подразделения относятся к региональным и местным.

Магнитопольные подразделения представляют собой совокупности геологических тел, объединённых присущей им магнитной полярностью, отличающих их от подстилающих и перекрывающих слоёв, и выделяются в качестве магнитозон. Нижняя и верхняя границы магнитозон устанавливаются по инверсионным переходам, которые представляют собой границы раздела, маркирующие положение моментов изменения полярности геомагнитного поля в стратиграфической последовательности. Таксономическая шкала общих магнитопольных подразделений (магнитозон) состоит из следующих соподчинённых единиц, которым соответствуют таксономические единицы магнитохронологической шкалы (табл. 4.3).

Таблица 18.3

Таксономическая шкала общих магнитопольных и магнитохронологических подразделений

Магнитопольные подразделения	Магнитохронологические подразделения и их длительность, млн лет	
Мегазона	Мегахрон	Более 100
Гиперзона	Гиперхрон	100–30
Суперзоны	Суперхрон	30–5
Ортозона	Ортохрон	5–0.5
Субзона	Субхрон	0,5–0.01
Микрозона	Микрохрон	Менее 0,01

Мегазона по объёму примерно сопоставима с эратемой фанерозоя, *гиперзона* – с системой, *суперзона* – с отделом или несколькими ярусами, *ортозона* – с ярусом или его частью, *субзона*, представляющая собой узкий монополярный интервал разреза, сопоставляется с частью яруса. *Микрозоны* фиксируют элементы тонкой временной структуры геомагнитного поля и могут выступать в качестве реперных уровней внутри единиц более высокого ранга.

Региональные и местные магнитостратиграфические (магнитопольные и магнитные) подразделения опознаются лишь в конкретных регионах или структурно-фациальных зонах и выделяются на основе стратотипов региональных или местных стратонов. На основе выделения в разрезе и корреляции региональных и местных магнитостратиграфических подразделений составляются магнитостратиграфические схемы, которые обычно включаются в региональные стратиграфические схемы.

Сейсмостратиграфические подразделения представлены геологическими телами, ограниченными по разрезу сейсмометрическими

границами – сейсмогоризонтами и субстанциональными границами. *Сейсмогоризонтом* считается поверхность формирования латерально устойчивого (когерентного) сейсмического сигнала, отвечающего волне определённого типа (отражённой, преломлённой, обменной). Сейсмогоризонт может соответствовать границам раздела стратиграфических подразделений и поверхностям несогласий трансгрессивного, регрессивного или эрозийного характера. Сейсмометрические границы, выделяемые по субстанциональным (вещественно-структурным) признакам геологических тел, соответствуют резкостным и (или) градиентным разделам в поле акустических параметров.

Субстанциональные сейсмометрические границы могут совпадать или не совпадать с сейсмогоризонтами.

Форма сеймоподразделений разнообразна – от плоскопараллельной до сравнительно круто наклонённой линзовидной – клиноформной. Сеймостратиграфические подразделения относятся к категориям региональных и местных единиц. Региональным сеймостратиграфическим подразделением является сеймокомплекс, местным – сеймотолща, сеймопачка.

Сеймокомплекс представляет собой совокупность горных пород, характеризующуюся единством внутреннего структурного плана и ограниченную регионально выдержанными горизонтами, обычно соответствующими поверхностям региональных несогласий.

Сеймотолща, сеймопачка – местные сеймостратиграфические подразделения, включающие совокупности горных пород, обладающие определёнными сейсмическими (акустическими) признаками или их сочетаниями. Они могут быть выделены в сеймостратиграфических границах любых типов (поверхности отражения, изменения рисунка сейсмической записи и др.), которые латерально прослеживаются в отдельной структурно-фациальной зоне или части палеобассейна седиментации. К местным подразделениям относятся также геологические тела, проявляющиеся на сейсмических разрезах только аномалиями сейсмических импульсов, соответствующих сейсмогоризонтам (тусклое пятно, яркое пятно и др.)

На основе выделения в разрезе региональных и местных сеймостратиграфических подразделений составляется региональная сеймостратиграфическая схема, части которой могут включаться в соответствующие разделы региональной стратиграфической схемы.

18.4. Организационные структуры и будущее науки

К организационным структурам, курирующим исследования в области стратиграфии относятся международные и российские специальные органы:

Международный геологический конгресс (МГК).

Международный союз геологических наук (МСГН).

Международная комиссия по стратиграфии МКС).

Международная подкомиссия по стратиграфической классификации (МПСК).

Комиссия по геологической карте мира (КГКМ).

Межведомственный стратиграфический комитет России (МСК).

ОБЩАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ (ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ) ШКАЛА

1993 г.

Эпоха (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха) (для четвертичной системы - подраздел, раздел)	Ярус (век)			
1	2	3	4			
1993 г.	KZ 65	Четвертичная Q (антропогенный) 1,8 Ж. Денуайе, 1829	Голоцен 0,01 Неоплейстоцен 0,8 Эоплейстоцен 0,8			
		Неогеновая N (неогеновый) 22,8 М. Гернес, 1853	Плиоцен N ₂ 3,3 Миоцен N ₁ 19,5	Общепринятых ярусов нет		
			Палеогеновая P (палеогеновый) 40,4 К. Науманн, 1866	Олигоцен P ₃ 13,4 Эоцен P ₂ 16,9 Палеоцен P ₁ 10,1	Хаттский, Рюпельский Дрибонский, Бартонский, Лотемский, Ипрский Танетский, Зальмский, Датский	
		Меловая K (меловый) 79,0 Ж. Омалиус д'Аллау, 1822		Верхний K ₂ (поздняя) 32,5 Нижний K ₁ (ранняя) 46,5	Маастрихтский, Кампанский, Сантонский, Коньякский, Туронский, Сенманский Альбский, Алтский, Барремский, Готермский, Валанжский, Барремский	
Юрская J (юрский) 69,0 А. Броньяр, 1829	Верхний J ₃ (поздняя) 19,0 Средний J ₂ (средняя) 25,0 Нижний J ₁ (ранняя) 25,0		Тилтонский, Кимериджийский, Оксфордский Келловейский, Батский, Байосский, Ааленский Тоарский, Плинсбахский, Синемурский, Геттанский			
	Триасовая T (триасовый) 35,0 Ф. Альберти, 1834	Верхний T ₃ (поздняя) 18,0 Средний T ₂ (средняя) 12,0 Нижний T ₁ (ранняя) 5,0	Ратский, Норийский, Карийский Ладинский, Анцилийский Оленевский, Индский			
		Фанерозойская эра	183			
1993 г.	MZ 183	Кайнозойская эра	322	Пермская P (пермский) 38,0 Р. Мурчисон, 1841	Верхний P ₂ (поздняя) 10,0 Нижний P ₁ (ранняя) 28,0	Татарский, Кавказский, Уфимский Кунгурский, Артинский, Самарский, Ассельский
					Каменноугольная C (каменноугольный) 74,0 В. Конигер и В. Филиппс, 1822	Верхний C ₃ (поздняя) 14,0 Средний C ₂ (средняя) 20,0 Нижний C ₁ (ранняя) 40,0
				Девонская D (девонский) 48,0 А. Седжвик и Р. Мурчисон, 1839		Верхний D ₃ (поздняя) 14,0 Средний D ₂ (средняя) 13,0 Нижний D ₁ (ранняя) 21,0
					Силурийская S (силурийский) 30,0 Р. Мурчисон, 1839	Верхний S ₂ (поздняя) 13,0 Нижний S ₁ (ранняя) 17,0
				Ордовикская O (ордовикский) 67,0 Ч. Лалворт, 1879		Верхний O ₃ (поздняя) 10,0 Средний O ₂ (средняя) 30,0 Нижний O ₁ (ранняя) 27,0
					Кембрийская K (кембрийский) 65,0 А. Седжвик, 1835	Верхний K ₃ (поздняя) 18,0 Средний K ₂ (средняя) 17,0 Нижний K ₁ (ранняя) 30,0
				Фанерозойская эра		183

Рис. 18.2. Общая стратиграфическая шкала (ОСШ)

В частности, под эгидой Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) России был издан «Стратиграфический кодекс России» (2006), в котором учтены те изменения в требованиях, которые были обусловлены геологической практикой последних десятилетий. «Стратиграфический кодекс» (2006) утверждён Бюро МСК 18 октября 2005 г. и выполнение его требований обязательно при проведении геологических работ всеми ведомствами на территории Российской Федерации.

Стратиграфия не только прикладная наука. Она имеет общечеловеческое методологическое значение мировоззренческого уровня, занимаясь расшифровкой естественной этапности геологического развития Земли через анализ «былых биосфер».

ШКАЛА ДОКЕМБРИЯ (РС)

Акротема	Эонотема (зон)	Эратема (эра)	Система (период)	Отдел (эпоха)
П р о т е р о з о й Э.Эммонс, 1887	ВЕРХНИЙ (ПОЗДНИЙ) ПРОТЕРОЗОЙ PR₂ ~1080	РИФЕЙ Н.С.Шатский, 1945 Рифей - древнее название Урала	Вендская V (вендский) 80,0 Б.С.Соколов, 1950 венды - древнеславянское племя	Верхний V ₂ (поздняя) 50,0 620±15
			Верхний R ₃ (поздний) рифей 350 650±20	Нижний V ₁ (ранняя) 30,0
			Средний R ₂ (средний) рифей 350 1000±50	
	НИЖНИЙ (РАННИЙ) ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ) PR₁ 850	Верхняя часть PR ₁ ² верхний (поздний) карелий 250 1900±50	Нижняя часть PR ₁ ¹ нижний (ранний) карелий 600	2500±50
Архей Д.Дэви, 1872	НИЖНИЙ AR₁ (РАННИЙ) >400			

Рис. 18.3. Шкала докембрия ОСШ

Будущее стратиграфии заключается в развитии новых направлений:

- раскрытие сути проявления геологических процессов и их корреляцию (эволюция биоты, климатические изменения, поверхностные и глубинные процессы, катастрофические явления и др.);
- *динамическая стратиграфия* – изучение геологических и биологических процессов и событий прошлого;
- *биосферная стратиграфия* – стратиграфия ископаемых биосфер («былых биосфер» по В.И. Вернадскому);
- *сиквенс-стратиграфия* – событийная стратиграфия;
- *магнитостратиграфия* – инверсия магнитных полюсов, полосовые магнитные аномалии;
- *галактическая стратиграфия* – влияние и отражение галактических процессов в земных слоях.

Вопросы для самоконтроля

1. Дать определение термина «стратиграфия».
2. Назвать системы палеозоя.
3. Методы сейсмостратиграфических исследований.
4. Магнитостратиграфические подразделения.
5. Назвать местные стратиграфические подразделения.

ГЛАВА 19. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Тектоносфера – внешняя оболочка Земли, охватывающая земную кору и верхнюю мантию, в которой происходят тектонические и магматические процессы, обуславливающие вертикальную и горизонтальную неоднородность состава и физических свойств вещества. С другой стороны, тектоносфера включает литосферу, астеносферу и нижележащую часть верхней мантии.

Литосфера объединяет земную кору и верхнюю часть верхней мантии, включая астеносферу. Предполагается, что зона вязкого вещества астеносферы позволяет литосферным плитам перемещаться по поверхности Земли.

Структурными элементами высшего порядка земной коры являются континенты и океаны.

19.1. Строение континентов

В строении континентов выделяются крупные структурные единицы в виде платформ и орогенных складчатых поясов.

Платформы – устойчивые участки земной коры, характеризующиеся малой подвижностью, небольшой амплитудой колебательных движений, слабым и своеобразным развитием магматических явлений, накоплением незначительных по мощности осадков (например, Восточно-Европейская, Китайская).

На большей части территории платформы не известны действующие вулканы, почти не происходит средних и сильных землетрясений. Рельеф этих областей имеет низменный или равнинный характер. Форма платформ обычно изометричная, а площадь измеряется миллионами квадратных километров.

Для платформ характерно двухъярусное строение. Нижний этаж сложен метаморфическими и магматическими породами, смятыми в складки и разбитыми разломами. Он носит название складчатого основания платформы или *фундамента* платформы.

Верхний структурный этаж сложен пологозалегающими слоями осадочных и вулканических пород. Характерными дислокациями являются слабые пликативные изгибы слоев с углами наклона в первые гра-

дусы и минуты. Значительно реже встречаются участки с широким развитием разрывных и надвиговых дислокаций, крутыми углами падения слоев.

Породы верхнего этажа формируются на платформенной стадии развития и называются осадочным чехлом. Осадочный чехол слагает крупные положительные и отрицательные структуры – *антеклизы и синеклизы*.

Обширные выходы фундамента на поверхность носят название *щитов*, а участки, перекрытые осадочным чехлом, – *плиты*.

Выделяют *древние и молодые* платформы. Во-первых, фундамент сложен высокометаморфизованными докембрийскими образованиями, во-вторых, наряду с докембрийскими блоками в составе фундамента присутствуют фанерозойские комплексы.

Особое значение имеют расположенные в основании платформенного чехла грабенообразные прогибы, трактуемые в качестве *палеорифтовых зон*. Такие грабенообразные структуры, ограниченные разломами, установлены повсеместно на древних и молодых платформах. Они выполнены многокилометровыми вулканогенно-осадочными толщами, сформировавшимися большей частью в наземной обстановке.

Орогенные складчатые пояса, области и системы представлены современными горными системами (Урал, Алтае-Саянская складчатая область (АССО) и др.). При этом выделяются внутриконтинентальные складчатые пояса (Урал, Тянь-Шань, Памир, Гималаи) и окраинноконтинентальные пояса (Анды, Кордильеры и др.).

Под складчатым или геосинклинальным поясом (окраинным, внутриконтинентальным или межконтинентальным) понимается складчатый пояс протяженностью в тысячи километров, закладывающийся на границах литосферных плит и характеризующийся проявлением разнообразного магматизма и осадконакопления. На конечных стадиях развития складчатый пояс превращается в горно-складчатое сооружение с континентальной корой (Урало-Монгольский палеозойский, Средиземноморский альпийский, Альпийско-Гималайский, Тихоокеанский мезозойско-кайнозойский).

Складчатые или геосинклинальные области – крупные отрезки поясов, отличающиеся историей развития, структурой и отделяющиеся друг от друга поперечными разломами, пережимами и т.д. (АССО).

Складчатые или геосинклинальные системы выделяются в пределах складчатых областей. Они разделяются жесткими блоками земной коры – срединными массивами или микроконтинентами (террейнами?), которые во время погружения окружающих районов оставались стабильными и на которых накапливался маломощный чехол осадков.

В пределах геосинклинальных областей в результате горизонтальных перемещений тектонически скучены осадочные и вулканические комплексы окраинных морей, островных дуг, срединно-океанических хребтов. Они смяты в сложные складки, образуют серии надвинутых друг на друга тектонических пластин и прорваны многочисленными интрузиями кислого, среднего и основного состава. В пределах геосинклинальных областей крупнейшие структурные элементы – *геоантиклинории и геосинклинории (мегантиклинории и мегасинклинории)* имеют линейную форму и протягиваются на сотни и тысячи километров. Эти крупные элементы состоят из отдельных *антиклинориев и синклинориев*, антиклиналей и синклиналей, тектонических пластин, имеющих сложное складчатое строение. Среди складок в геосинклинальных структурах преобладают изоклинальные, косые и лежащие формы.

Фаза складчатости – сравнительно кратковременное явление ускорения тектонических движений, в особенности складкообразования, зафиксированное угловым несогласием.

Эпохи складчатости – сближенные по времени фазы складчатости, т.е. совокупность фаз складчатости, охватывающих время развития геосинклинальных систем. После эпохи складчатости в данном регионе развиваются только платформенные или другие негеосинклинальные формы. Некоторые ученые считают, что эпохи складчатости обычно имеют общепланетарное значение. Широко известны следующие эпохи складчатости:

Байкальская – в конце протерозоя.

Салаирская – в среднем-позднем кембрии.

Каледонская – в конце ордовика.

Герцинская – в карбоне и Перми.

Альпийская – в конце триаса.

Следует подчеркнуть, что в вопросе о выделении эпох складчатости нет единодушия. А с точки зрения плитотектоники, эпохи и фазы складчатости получают новое толкование.

19.2. Строение океанов

В строении океанических структур выделяют крупные структурные элементы: вулканические хребты, трансформные разломы, глубоководные желоба, зоны Бенъофа – Заварицкого, окраинные и междугловые бассейны, абиссальные равнины.

Океанические вулканические хребты представляют собой чётко выраженные в рельефе океанического дна прямолинейные или криволинейные зоны, в пределах которых создаётся или модифицируется земная кора. Среди таких хребтов выделяются четыре класса:

1. Срединно-океанические хребты (СОХ) – хребты спрединга.
2. Хребты зон трансформных разломов.
3. Вулканические базальтовые хребты – следы «горячих точек» или мантийных плюмов.
4. Вулканические хребты островных дуг.

Срединно-океанические хребты являются самыми крупными и протяженными (до 70 тыс. км) элементами дна океана. Ширина СОХ достигает 3000–4000 км, а превышение над дном океана составляет 1–3 км. Они представляют собой зоны *аккреции*, наращивания земной коры и зоны *спрединга* – разрастания морского дна. Морфологические особенности СОХ зависят от скорости расхождения крыльев хребта. Осевая зона хребта с низкой скоростью спрединга (1–3 км/год) обозначена глубокой рифтовой долиной, фланги которой представлены линейными цепями гор, возвышающимися на 500–2000 м над её дном.

Для хребтов с высокой скоростью спрединга (3–6 см/год) характерны осевые зоны с приподнятыми блоками и щитовыми вулканами высотой в несколько сот метров. Здесь отсутствуют осевые рифты, отмечаются более ровные склоны хребтов.

Осевая линия хребта разбита поперечными трансформными разломами на отдельные сегменты, которые смещены друг относительно друга на расстоянии от нескольких километров до сотен километров. И хребты, и разломы сейсмически активны, расчёт механизма очага указывает на режим растяжения.

Для многих СОХ характерны линейные магнитные аномалии, параллельные простиранию оси спрединга. Возраст магнитных аномалий закономерно увеличивается при удалении от хребта.

В осевых зонах хребтов обнаруживаются свежие стекловатые подушечные базальты и выходы гидротермальных источников. Базальтовые породы относятся к нескольким геохимическим типам: базальты N-типа (деплетированные, нормальные), являющиеся наиболее примитивными, базальты T-типа (обогащённые, переходные) или E(P)-типа (обогащённые плюмовые), реже встречаются оливиновые и пикритовые.

Осадочные породы представлены кремнистыми и кремнисто-глинистыми, реже карбонатными илами.

Вулканические хребты зон трансформных разломов обычно располагаются на окончании зон разломов, которые могут трансформироваться в хребты. Хребты развиты в пределах узких полос (100–200 км) при протяжённости до 4–5 тыс. км и сложены базальтами повышенной щелочности. В Тихом океане известны хребты, связанные с трансформными разломами, Мендосино, Пайонер, Мари, Молокаи и др.

Вулканические базальтовые хребты – следы горячих точек или мантийных плюмов, в типичном виде представлены Гавайско-Императорской цепью, состоящей почти из 100 вулканических построек и протягивающаяся на расстоянии около 6000 км.

Гавайские острова имеют протяжённость около 3000 км при средней ширине хребта по изобате 4 тыс. метров 100–120 км. Самые высокие горы Гавайского архипелага возвышаются на 3–4 км над уровнем океана и на 10 км над дном соседних впадин. По обе стороны от хребта выделяются прогибы шириной до 80 км, обрамлённые широкими пологими поднятиями – Гавайским валом. Наибольший из вулканов – Гавайи – имеет диаметр более 100 км и состоит из пяти сомкнувшихся действующих вулканов. Возраст вулканов последовательно увеличивается в северном направлении от действующих вулканов через разрушенные постройки до коралловых атоллов. В 30 км к юго-востоку от о. Гавайи зарождается новый подводный вулкан Лоихи.

Вулканические хребты сложены в основном титанистыми толеитовыми базальтами гавайского типа (гавайиты), и только на их вершинах встречаются субщелочные и щёлочнобазальтоидные разности.

Вулканические хребты островных дуг представляют собой дугообразные цепочки вулканических островов протяжённостью в первые тысячи километров. Островные дуги имеют сложное строение и в направлении от океана состоят из аккреционной призмы, преддугового бассейна, фронтальной и вулканической дуг. Вулканические сооружения возвышаются над уровнем океана на 1–2 км, отдельные острова разделены проливами нередко трассируемыми разломами. В зависимости от строения фундамента выделяются энсиалические и энсиматические островные дуги, отличающиеся по составу изверженного материала. Для первого типа характерны излияния и извержения длинных вулканических серий базальт-андезит-риолитового состава, вулканические продукты вторых в большей степени представлены базальтами и андезибазальтами.

Трансформные разломы являются сдвиговыми смещениями, по которым отдельные структуры, в частности СОХ, смещены на несколько десятков, а местами несколько сотен километров. Они располагаются перпендикулярно СОХ и представляют на дне океанов троговые долины, разделённые хребтами, шириной от 10 до 30 км. По бортам долины вздымаются горы, поднимающиеся до глубин 1.5–2.0 км и иногда выходящие на поверхность в виде островов. Дно трансформных долин, имеющее ширину до 5 км, находится на глубинах 5–7 км и покрыто обвально-оползневыми отложениями и контуритами.

Океанические глубоководные желоба представляют собой узкие протяжённые депрессии океанического дна, являющиеся самыми глубокими зонами Мирового океана. Глубина Марианского желоба достигает 11022 м.

Большинство желобов имеет дугообразную форму и вогнутой стороной обращено к островной дуге или континенту. В разрезе желоб имеет вид правильных асимметричных впадин с относительно крутым (до 10°) и более прилегающим к суше склоном и более пологим (около 5°) океанским склоном. На внешнем океанском крае желоба наблюдается куполообразное поднятие, нередко возвышающееся почти на 500 м над уровнем прилегающего океанского дна.

Узкое дно желоба шириной от несколько сот метров до нескольких километров обычно плоское и покрыто осадками, которые представлены в нижней части гемипелагическими и пелагическими осадками океанской плиты, выше несогласно перекрыты отложениями мутьевых потоков.

Океанические желоба местами состоят из серии структурно изолированных небольших впадин, разделённых порогами. В пределах желоба при наличии слабого наклона вдоль его оси может сформироваться русло, по которому стекают мутьевые потоки, создающие намывные валы и эрозионные структуры.

Зона Бенъофа – Заварицкого представляет собой погружающуюся на глубину до 700 км поверхность, в пределах которой концентрируются гипоцентры землетрясений. Зона начинается в глубоководных желобах и погружается либо под современные системы островных дуг, либо под активные континентальные окраины.

Поперечные разрезы зоны Бенъофа – Заварицкого демонстрируют их разнообразие, при котором отдельные гипоцентры на разных участках располагаются на различной глубине. Угол наклона зоны находится в обратной зависимости от скорости спрединга морского дна.

Окраинные бассейны представляют собой морские структуры, располагающиеся между островной дугой и континентом с глубиной до 5 км. Они имеют гетерогенную природу и могли возникнуть в результате отделения части океанской плиты от островной дуги с обособлением её в окраинное море. Возможен рифтогенез океанической литосферы в тылу сейсмофокальных зон или деструкция и спрединг континентальной коры с преобразованием последней в океаническую.

В строении коры окраинных и междуговых бассейнов выделяется (снизу вверх) фундамент, вулканические комплексы и осадочный чехол. Дно морей сложено или континентальным, или океаническим типом

земной коры, местами наблюдается процесс формирования миниатюрных срединных вулканических хребтов.

Абиссальные равнины являются преобладающим по площади элементом океанского ложа, занимая пространство между СОХ и континентальными подножиями. Они имеют глубину от 4 до 6 км и подстилаются корой океанского типа с осадочным чехлом, мощность которого увеличивается по мере приближения к континентам или островным дугам. Против устьев крупных рек на океанскую кору накладываются мощные конуса выноса – дельты и авандельты, толщина осадочных накоплений которых может достигать нескольких километров.

Некоторые абиссальные равнины обладают почти плоским рельефом, сглаженным мощным слоем рыхлых осадков. Во всех океанах среди равнин возвышаются тысячи подводных вулканических гор, некоторые выступают над поверхностью океана в виде вулканических островов. Достаточно часто в абиссальных равнинах на глубине до 2 км встречаются потухшие плосковершинные вулканические постройки – гийоты, которые были срезаны морской абразией, перекрыты мелководными осадками, нередко рифами, а затем погрузились ниже уровня океана.

Абиссальные равнины распадаются на отдельные котловины, разделённые крупными подводными хребтами и возвышенностями. Котловины имеют обычно округло-овальную форму с размером до 1000 км в поперечнике.

Вопросы для самоконтроля

1. Платформы: определение и строение.
2. Строение фундамента платформ.
3. Древние и молодые платформы.
4. Перечислить основные структурные формы океанского дна.
5. Охарактеризовать строение срединно-океанических хребтов.
6. Строение глубоководных желобов и зон Бенъофа – Заварицкого.
7. Строение и характер вулканизма островных дуг.
8. Строение и характер вулканизма вулканических хребтов над горячими точками.

ГЛАВА 20. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И СТАНОВЛЕНИИ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

Леклерк де Бюффон (начало XVIII в.) выдвинул гипотезу, согласно которой планеты Солнечной системы образовались вследствие сильного удара по Солнцу кометы (катастрофическая гипотеза).

И. Кант, немецкий философ, в 1755 г. выдвинул гипотезу, согласно которой материя, наполняющая Вселенную, была первоначально разложена на элементарные частицы, равномерно распределённые в пространстве. Под влиянием сил всемирного тяготения началось образование центров сгущения материи. Одним из центров явилось Солнце. Одновременно материя приобрела *вращательное движение*. Из вращающегося вокруг Солнца пылевого облака образовались планеты.

Математическое обоснование гипотезы Канта принадлежит французскому математику Лапласу (1796 г.), вследствие чего эта гипотеза получила название гипотезы Канта – Лапласа. Согласно Лапласу, первоначально существовала вращающаяся и сжимающаяся под влиянием всемирного тяготения газовая туманность с центральным сгущением, из которого в дальнейшем образовалось Солнце. По мере усиления сжатия и ускорения вращения туманность сплющивалась, и от нее отделялись кольца. Кольца, в свою очередь, распадались с образованием центральных сгущений – зародышей планет. Подобным способом вокруг планет образовались спутники.

Первоначально и планеты, и спутники должны были представлять раскаленные газовые шары. Эти шары впоследствии остыли, покрылись корой и затвердели.

Гипотеза Канта – Лапласа относится к разряду «горячих» космогоний. Эта гипотеза обладает серьезным недостатком. Гипотезе противоречат расчеты момента количества движения – произведение массы тела на расстояние от центра системы и скорость его вращения (МКД). Из общности образования Солнца и планет следует, что Солнце, которое содержит более 90 % всей массы системы, должно обладать и большим МКД. Но Солнце обладает лишь 2 % общего МКД вследствие медлен-

ного вращения, а планеты, в особенности планеты-гиганты (Юпитер) остальными 98 % МКД.

Начались поиски новых гипотез и модернизация существующих (Джинс, Мультион и Чемберлен).

Джинс, английский астроном, вернулся к представлению Бюффона о том, что планеты образовались из сгустка солнечной материи, вырванного близко проходившей мимо Солнца звездой (а не вследствие удара кометы).

Мультион и Чемберлен, американские исследователи, выдвинули сходную гипотезу: газ покидает Солнце вследствие мощных приливов, вызванных проходившей звездой, а затем конденсируется в небольшие планетезимали. Планетезимали далее слипаются в планеты и астероиды.

Эти представления о планетезималиях и их конденсации удержались в науке, хотя сама гипотеза была отвергнута.

Советский ученый О.Ю. Шмидт предложил гипотезу захвата Солнцем газо-пыле-метеоритного облака с дальнейшей его конденсацией в планеты. Вещество этого облака было холодным. Гипотеза дополнительно разрабатывалась В.Г. Фесенковым.

Новейшие исследования позволили непосредственно наблюдать процесс рождения звезд из межзвездной плазмы, состоящей из газа и пыли («пыльная плазма»).

Звездообразование может происходить из-за противодействия магнитных полей и давления газа и излучения лишь вдоль внешних границ спиральных рукавов галактик. Начало сжатия могло происходить вследствие взрыва «сверхновой» звезды.

Когда Солнце достигло определенных размеров, в его недрах начались термоядерные реакции с превращением водорода в гелий. При этом вследствие солнечного ветра молодая звезда теряет часть своего вещества, образуя протопланетное облако – газопылевое облако. Из этого облака могут образоваться кольца типа колец Сатурна. Эти кольца конденсировались сначала в планетезимали, а затем – уже в планеты и спутники, образующиеся вокруг наиболее крупных планетезималий.

Солнце и планетарное облако вначале обладали быстрым вращением, но постепенно магнитогидродинамические силы замедлили вращение Солнца и перераспределили МКД в солнечной системе (гипотеза шведского ученого Х. Альвена).

Другой возможный сценарий передачи МКД от Солнца к планетам – допущение сильной конвективной турбулентности в протосолнечной туманности с выносом вещества и избытка МКД во внешние части системы.

Наиболее вероятный сценарий образования Солнечной системы представляется по современным данным следующим образом:

1. Образование Солнца и уплощенной вращающейся околосолнечной туманности из межзвездного газопылевого облака, вероятно, под влиянием близкого взрыва «сверхновой» звезды.

2. Эволюция Солнца и околосолнечной туманности с передачей магнитогидродинамическим или турбулентно-конвективным способом МКД от Солнца планетам.

3. Конденсация «пыльной плазмы» в кольца вокруг Солнца, а материала колец – в планетезимали.

4. Конденсация планетезималей в планеты.

5. Повторение подобного процесса вокруг планет с образованием их спутников.

Вся эта эволюция происходила очень быстро в течение ≈ 100 млн лет.

Внутренние планеты утратили летучие вещества вследствие своей близости к Солнцу (нагрев, действие солнечного ветра) и образовались в основном из железосиликатного каменного материала. Поэтому их атмосфера имеет вторичное происхождение.

В настоящее время установлено, что Вселенная вдвое старше планет Солнечной системы. Её возраст составляет 10–11 (до 15) млрд лет. Исходным материалом для построения Солнечной системы могла служить газопылевая туманность. Дальнейший сценарий мог развиваться по двум направлениям. В первом случае, по Э.В. Саботовичу (1984), на исходное межзвездное газопылевое облако воздействовали фотоны и плазма, возникшие при вспышке Сверхновой звезды. В результате возникла гетерогенная смесь элементов и их изотопов, которая начала конденсироваться с образованием пылинок, хондр – застывших капель силикатов. На следующей стадии конденсация привела к появлению центрального сгущения – Протосолнца и к формированию планет Солнечной системы. Аккреция планет шла в течение 10–100 млн лет. Более быстрому темпу аккреции противоречит возможность сильного разогрева планеты (гравитационная энергия переходит в тепловую); она могла полностью расплавиться и не остыть до настоящего времени.

Вторая гипотеза нуклеогенеза, по Г.В. Войткевичу (1984), исходит из раннего существования горячей и массивной звезды типа Вольфа-Райе, в недрах которой шло водородно-гелиевое сгорание с последующим превращением гелия в легкие элементы. Далее при нагревании ядра Звезды из легких ядер освобождаются в быстрые ядра гелия (α – частицы), которые реагируют с оставшимися легкими ядрами и формируют группу элементов от Mg и Si до Ca и Ti. Позже образуются эле-

менты группы железа. Затем в недрах Звезды рождаются свободные нейтроны; при их захвате уже существующими ядрами возникают тяжелые элементы, включая трансурановые, в том числе и многочисленные радиоактивные изотопы. Этот процесс мог идти лишь в недрах крупной Звезды, превосходившей по массе современное Солнце. Вскоре, после синтеза тяжелых элементов, это Протосолнце должно было сбросить излишки (против современного Солнца) своей массы в результате взрыва или постепенного истечения вещества в области её экватора. Так образовалось Солнце, а вокруг него протопланетное облако в виде газового диска в плоскости солнечного экватора. Охлаждение этой газовой туманности привело к рождению молекул, химических соединений и металлических фаз. Газовая туманность превратилась в газопылевую.

На следующей стадии в пределах остывающей газопылевой туманности началась дифференциация вещества. Газы были вытеснены на периферию, где из них впоследствии возникли внешние планеты – гиганты (Юпитер, Сатурн и др.). Дифференциация стимулировалась излучением и ударными волнами, исходившими от Сверхновой звезды. Конденсация газопылевой туманности и ее дифференциация либо предшествовали, либо протекали параллельно с началом образования планет.

Конденсация сменяется аккумуляцией протопланетного вещества сначала в относительно небольшие (типа астероидов) планетезималиями, а затем в зародыши современных планет. Внутренние планеты – планеты земной группы, расположенные ближе к Солнцу, формировались путем сгущения высокотемпературных фракций. В промежуточном (астероидальном) поясе в аккреции участвуют и низкотемпературная фракция, что реализуется в углистых хондритах. Здесь установлены водосодержащие силикаты и сложные органические вещества абиогенного происхождения. Внешние планеты состоят из почти нефракционированного солнечного вещества – в основном из газов.

Процесс образования планет предлагается рассматривать с точки зрения гомогенной и гетерогенной аккреции.

Гомогенная аккреция предполагает образование планет из относительно однородного хорошо перемешанного вещества, имеющего хондритовый состав для планет земной группы. Лишь в результате разогрева (соударение планетезималей, уплотнение протопланетного вещества, выделение тепла при радиоактивном распаде) в недрах протопланеты началась дифференциация с разделением на железное ядро и силикатную мантию. Этот процесс продолжается до настоящего времени, и гравита-

ционная дифференциация вещества рассматривается как важнейший фактор тектогенеза.

Но эта модель не объясняет такие факты, как закономерное изменение плотности планет земной группы с удалением от Солнца, присутствие у Меркурия железного ядра, составляющего $2/3$ его массы (такое ядро не может быть следствием дифференциации вещества хондритового состава), деление метеоритов и астероидов на несколько групп. Не подтверждается гипотеза о хондритовом (в среднем) составе Земли. Более правдоподобной представляется смесь из 15% железных метеоритов, 45% – обыкновенных и 40% углистых хондритов.

Эти противоречия снимаются, если принять модель *гетерогенной аккреции*. Согласно этой модели аккумуляция протопланетного вещества в планеты происходила более или менее одновременно с конденсацией и фракционированием этого вещества при понижении его температуры. Соответственно, в первую очередь могла сконденсироваться и аккумуляроваться наиболее высокотемпературная металлическая фаза, образовав ядро Земли. Фракционирование продолжалось и далее, определяя формирование мантии за счет хондритов (нижняя часть), что обеспечивало преобладание в ее составе Fe–Mg силикатов, а верхней мантии – за счет углистых хондритов, обогащенных летучими, в том числе сложными углеводородами и другими органическими соединениями. Дегазация верхней мантии могла служить причиной появления гидросферы и атмосферы и, соответственно, сыграть важную роль в появлении органической жизни на Земле.

Существует и промежуточная модель частичногетерогенной аккреции. В ней принимается, что только внутреннее ядро Земли образовалось непосредственно за счет аккумуляции металлической и сульфидно-металлической фаз. Внешнее ядро и мантия первоначально характеризовались постепенным убыванием содержания этих фаз кверху и были четко разделены лишь в ходе дальнейшей дифференциации вещества Земли, растянувшейся на длительное время.

По М.И. Волобуеву (1999), Земля после аккреции, а возможно, и одновременно с завершающими стадиями последней подверглась расплавлению в результате соударения планетезималей с дифференциацией исходного хондритового материала на оболочки разного состава. Уже в доархейское время происходили интенсивные тектономагматические процессы, способствующие формированию каменной оболочки Земли и дегазации мантии. Изотопными методами установлены коровые и мантийные породы доархейского возраста – древнее 4.0 млрд лет.

Мантийные породы встречаются в нодулях кимберлитов и ксенолитах щелочных базальтов и представлены лерцолитами, гранат- и шпи-

нельсодержащими и другими перидотитами и эклогитами, нередко алмазонасными с возрастом 4.05–4.2 млрд лет.

Среди эклогитов встречаются как изначально мантийные образования, так и возникшие за счет метаморфизма рециклированных в мантию пород корового происхождения – базальтов, коматиитов, анортозитов.

Предполагается, что значительный объем доархейской коры был погружен на мантийные глубины и трансформирован в эклогиты. Другая ее часть сохранилась в виде реликтов в составе земной коры древних кратонов. Известны метагаббро и метагаббро-анортозиты Южной Индии с возрастом 4.15–4.43 млрд лет, эндербиты и гранат-двупироксеновые гранулиты нейпирского комплекса Земли Эндерби – 3.99–4.2 млрд лет и др. Свидетельством наличия более кислых образований в доархейской коре являются находки детритовых цирконов в Австралии (4.0–4.3 млрд лет), а также возраст тоналитовых гнейсов Акаста в провинции Слейв (Канада) – 4.1 млрд лет, метапелитов из Мозамбикского пояса Тем – 4.28 млрд лет.

Вопросы для самоконтроля

1. К какому результату может привести начальная аккумуляция протопланетного вещества?
2. Определите термин «момент количества движения».
3. Содержание понятия «гомогенная аккреция».
4. Расшифровать понятие «гетерогенная аккреция».
5. Назвать наиболее древние изотопные датировки пород земной коры.

Часть 5. СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОВОЙ НАУКИ

ГЛАВА 21. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПРИРОДНЫХ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СОЕДИНЕНИЯХ

Нефть и газ, и природные продукты преобразования нефти (мальты, асфальты, асфальтиты и др.), называемые горючими полезными ископаемыми, являются природными образованиями, находящимися в недрах Земли. Они представляют собой сложную систему растворённых друг в друге органических компонентов, включающих сотни индивидуальных соединений. Горючие полезные ископаемые служат ценнейшим топливом и сырьём для химической промышленности.

Органическое вещество горючих полезных ископаемых является гетеромолекулярным, состоит из огромного числа рядов молекул и не имеет определённых точек кипения и отвердевания. При изменении внешних условий (температуры, давления и др.) в горючих ископаемых происходят реакции ассоциации-диссоциации и окисления-восстановления, при которых молекулы реагируют пропорционально их концентрациям и активностям.

Горючие полезные ископаемые известны под кратким названием «каустобиолиты». Среди каустобиолитов выделяются: 1) сапропелиты, образующиеся за счёт фитозоопланктона (жиры, белки, хитин); 2) гуммиты, формирующиеся за счёт остатков высшей наземной растительности (углеводы и лигнин); 3) липтобиолиты, исходный материал которых представлен наиболее стойкими к разложению тканями высших растений (воски, смолы, кутикулы). Термин «каустобиолиты» был распространён и на нефть и её природные производные, которые были отнесены к классу липтосапропелитов. Впоследствии все каустобиолиты были разделены на каустобиолиты угольного ряда (торф, угли, антрацит, сапропелевые угли и др.) и каустобиолиты нефтяного ряда (природные газы, нефти, мальты, асфальты, озокериты и другие природные битумы).

Нефть представляет собой жидкий маслянистый гидрофобный продукт процесса фоссилизации органического вещества пород, захоронённого в субаквальных осадочных отложениях. Нефть является сложным коллоидным природным раствором углеводов коричневого, тёмно-

коричневого или тёмного цвета с характерным резким запахом керосина, обладающим рядом изменчивых физических свойств (плотностью, вязкостью, поверхностным натяжением, температурой застывания, растворимостью, оптическими свойствами, люминесценцией).

Плотность нефти колеблется от 0.730 до 1.040 г/см³ и прямо пропорционально зависит от содержания смолисто-асфальтовых компонентов. Выделяют очень лёгкие нефти – до 0.80 г/см³, лёгкие – 0.80–0.84 г/см³, средние – 0.84–0.88 г/см³, тяжёлые – 0.88–0.92 г/см³ и очень тяжёлые – более 0.92 г/см³ нефти. На глубинах в условиях повышенных температур и давлений в нефти в растворённом состоянии находится определённое количество газа и поэтому её плотность в пласте значительно ниже, чем на поверхности.

Вязкость нефти определяется, как свойство оказывать сопротивление перемещению частиц под влиянием приложенной силы, и измеряется или в пуазах или в Паскалях. Динамическая вязкость воды составляет 1 мПа, вязкость нефти меняется от 0.1 до 10 мПа, возрастая с увеличением содержания в ней смолисто-асфальтовых компонентов.

Поверхностное натяжение характеризует стремление жидкости уменьшить свою поверхность и измеряется в дж/м² или дин/см. Величина поверхностного натяжения воды составляет около 73 дин/см, что почти в три раза больше, чем у нефти (25–30 дин/см), что определяет разные скорости их движения в пористых средах.

Температура застывания определяется величиной, при которой охлаждаемая в пробирке нефть не изменит уровня при наклоне на 45°. Температура застывания нефти возрастает с увеличением в ней твёрдых парафинов и снижается с повышением содержания смол.

Растворимость нефти в воде при обычной температуре ничтожна, но резко увеличивается при температуре свыше 200°C и снижается с ростом минерализации воды. Нефть прекрасно растворяется в углеводородных газах.

Оптические свойства нефти проявляются в способности вращать плоскость поляризованного луча света, преломлять проходящие световые лучи, люминесцировать.

Нефть является диэлектриком и обладает высоким удельным сопротивлением 10^{10} – 10^{14} Ом × м.

Нефть состоит в основном из углеводородов, углерод и водород в которых образуют прочные связи друг с другом, формируют колоссальное количество соединений и, естественно, группируются в три главных класса: алкановый, циклоалкановый и ароматический.

Алкановые (метановые, алифатические, парафиновые) УВ или алканы объединяют предельные или насыщенные УВ с общей формулой

C_nH_{2n+2} . Метановые УВ могут находиться в разных фазовых состояниях: C_1 – C_4 – газы, C_5 – C_{15} – жидкости, C_{16} и выше – твёрдые вещества (парафины). Метановые УВ присутствуют во всех нефтях; если их содержание превышает 50%, то такие нефти называют метановыми.

Циклоалкановые УВ (цикланы, циклоалканы, полиметиленовые УВ, их также называют циклопарафинами) насыщенные циклические УВ. Выделяют моноциклические цикланы с общей формулой C_nH_{2n} , бициклические – C_nH_{2n-2} и трициклические – C_nH_{2n-4} цикланы. Содержание цикланов в нефтях колеблется от 25 до 75%.

Ароматические УВ или урены, представлены классом, содержащим шестичленные циклы с общей формулой C_nH_{2n-p} , где $p = 6, 12, 14, 16, 18$ и до 36. Простейший представитель этого класса УВ – бензол. Содержание уренов в нефтях изменяется от 10 до 50% при наиболее распространённых концентрациях 10–25%. Повышенные значения уренов (до 37%) отмечаются в малопарафиновых нефтях.

Непредельные УВ (олефины) с общей формулой C_nH_{2n} содержатся в природных нефтях в количестве до 15 %. Считается, что олефины являются продуктом радиолитического дегидрирования насыщенных УВ нефти под воздействием естественного радиоактивного излучения. Олефины в заметных концентрациях присутствуют в венд-кембрийских и рифейских нефтях Сибирской платформы, залегающих близко к поверхности кристаллического фундамента.

Неуглеводородные соединения в нефти представлены гетероэлементами – кислородом, азотом, серой, а также десятками других микроэлементов: металлов (V, Ni, Fe, Cu, Mn, Ti, Co, Cr, Ba, Sr, Pb, Hg, Mo, U и др., неметаллами (Br, J, Cl и др.). Среди неуглеводородных соединений выделяются: 1) кислородсодержащие нефти (кислоты, фенолы, кетоны и различные эфиры); 2) серосодержащие (элементарная сера, сероводород, сульфиды, дисульфиды, меркаптан, а также сложные соединения). Наиболее богаты серой нефти, связанные с карбонатными и вулканогенными породами, эвапоритами и силицитами, где её содержание может достигать 15% (некоторые нефти Калифорнии); 3) азотсодержащие: азотистые основания и нейтральные азотистые соединения. Содержание азота в нефти не превышает 1%.

Минеральные компоненты нефти существуют, по-видимому, в виде металлоорганических соединений. В золе обнаруживаются Li, Na, K, Ca, Ba, Sr, Mg, Cu, Ag, Au, Zn, Cd, Hg, B, Al, Ga, V, Nb, Tn, Ni, Fe, Mo, Co, Wo, P, As, Cl и др. Их содержание варьирует от 10^{-2} до 10^{-8} %.

Хемофоссилии (биологические метки, реликтовые вещества, химические ископаемые, биологические фоссилии, молекулярные фоссилии, биомаркёры) – химические соединения в нефтях близкие по структуре

биологическим молекулам. Хемофоссилии, являясь биологическими индикаторами, могут нести информацию об исходном материнском веществе нефти.

Существуют различные генетические и химические классификации каустобиолитов. Среди генетических наиболее употребительной является классификация В.А.Успенского и О.А. Радченко (рис. 21.1).

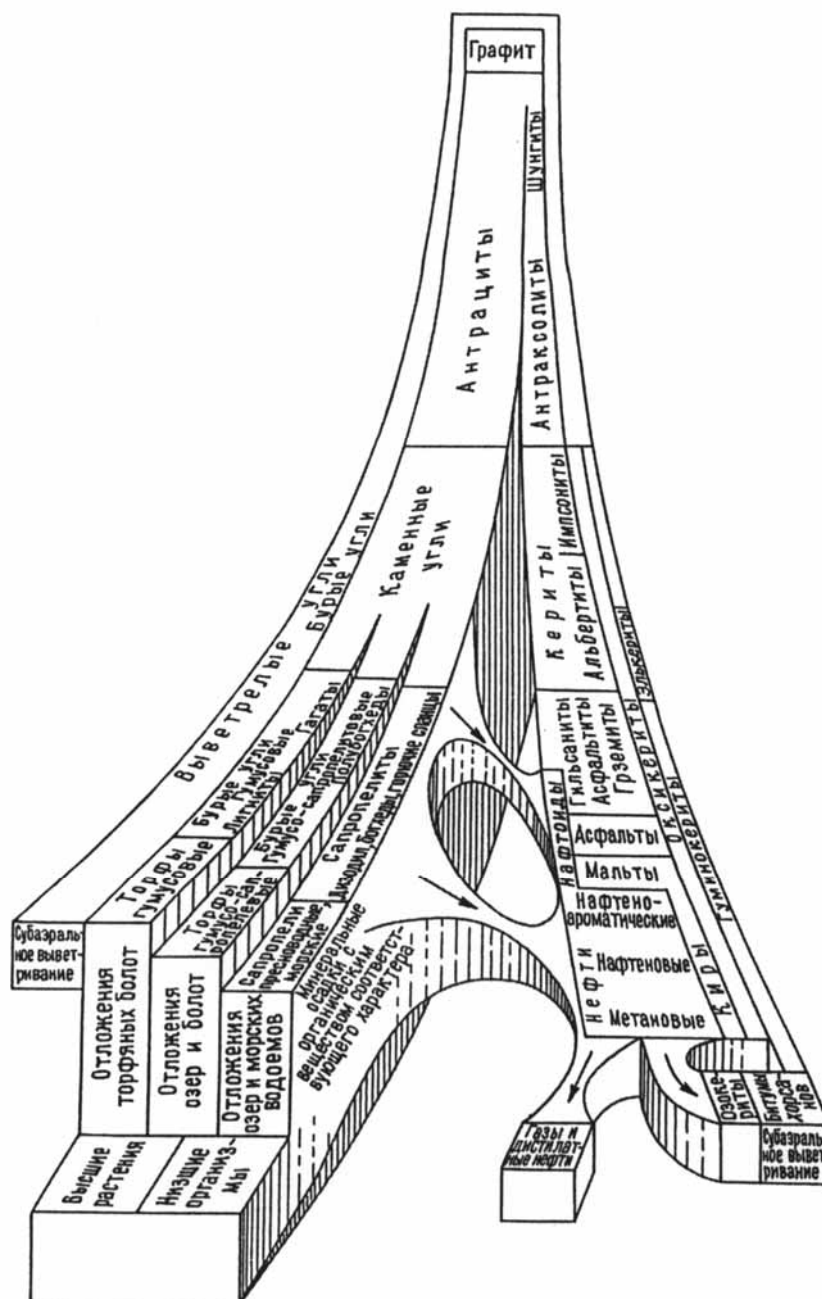


Рис. 21.1. Генетическая классификация каустобиолитов (по В.А. Успенскому и О.А. Радченко, 1961)

Химические классификации нефти основаны на соотношении различных УВ того или иного класса, что коррелируется с содержаниями серы, смолисто-асфальтеновых компонентов, твёрдых парафинов и плотностью нефти. По классификации Грозненского нефтяного НИИ выделяются шесть классов нефтей: 1) метановые, 2) метано-нафтеновые, 3) нафтеновые, 4) нафтеново-метаново-ароматические, 5) нафтеново-ароматические, 6) ароматические.

В классификации Н.Б. Тиссо и Д. Вельте (1978) в качестве главного параметра рассматривается содержание насыщенных УВ (рис. 21.2), которое отрицательно коррелируется с содержанием ароматических УВ, смол, асфальтенов и серы.

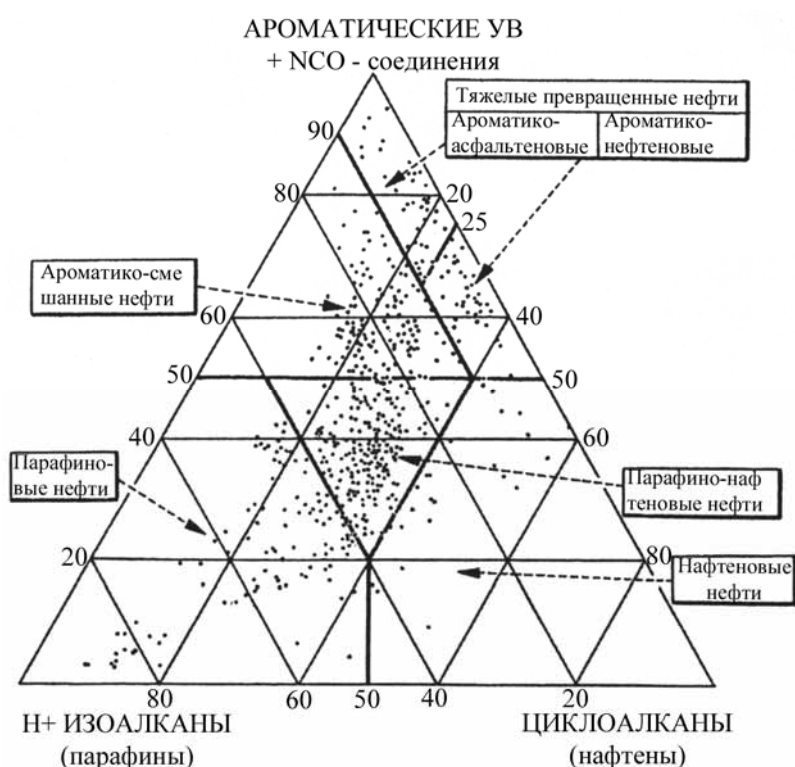


Рис. 21.2. Треугольная диаграмма состава шести классов нефтей (по Б.В. Тиссо и Д. Вельте, 1978)

Классификация А.А. Петрова (1984) основана на изучении нефтей методами газовой-жидкостной хроматографии и масс-спектрометрии. По характеру распределения нормальных и изопреноидных алканов выделены нефти типа А¹, А², Б¹ и Б². Нефть типа А¹ соответствует нефтям парафинового и нафтено-парафинового основания и характеризуется высоким содержанием бензиновых фракций и низким – смол. Нефть типа А² соответствует нафтено-парафиновым и парафиновым нефтям. Нефти типа Б¹ имеют нафтеновое и нафтено-ароматическое основание и

содержат мало лёгких фракций. Нефти типа Б² соответствуют нефтям нафтенового, реже – парафино-нафтенового основания. А.А. Петров отмечает, что максимум залежей нефтей типов А², Б² и Б¹ приурочен к глубинам 500–1000 м, нефти типа А¹ преобладают с глубиной 2 км. С увеличением глубины намечается постепенный переход от нефти типа Б¹ к типу А¹.

Углеводородные газы (УВГ) являются газовой фазой природных УВ. Типы природных газов приведены в табл. 21.1.

Таблица 21.1

Типы природных газов

Природная система	Дегазация или сепарация	
	Самопроизвольная (спонтанная)	принудительная
Подземный газ (пластовый)	Свободный газ	Газ дегазации и дебутанизации сырого конденсата
Пластовая нефть	Нефтяной газ	Газ глубокой стабилизации нефти
Природная вода	Водорастворенный спонтанный газ	Водорастворенный газ
Природные гидраты	Газогидратный газ	Водорастворенный газ газогидратной воды
Горная порода	Природные газы открытого трещинно-порового пространства	Газы закрытых пор, окклюдированный, сорбированный и др.

Природные газы находятся на Земле в различных состояниях: 1) свободные в атмосфере и газовых залежах; 2) растворённые в водах; 3) сорбированные и окклюдированные; 4) в виде твёрдых растворов – газогидратов. Газы, растворённые в нефти и выделяющиеся при её разработке и самоизлиянии, называются попутными газами.

Основными компонентами природного газа являются углеводороды от метана (СН₄) до бутана (С₄Н₁₀), а также неуглеводородные компоненты – СО₂, N, Н₂S и инертные газы. УВГ считается *сухим*, если содержание метана превышает 85%, этана менее 10% и способных конденсироваться жидкостей менее 10 см³/м³. *Тощий газ* имеет преимущественно метановый состав с содержанием конденсата 10–30 см³/м³. Жирный газ содержит конденсата от 30 до 90 см³/м³.

Природные УВГ бесцветны, легко смешиваются с воздухом, растворимость в нефти и воде различна и зависит от температуры, давления и состава газа, и нефти. Растворимость газа в нефти повышается с

увеличением давления и уменьшается с ростом температуры. Давление, при котором нефть полностью насыщена газом, называется давлением насыщения. Если давление в залежи падает, то газ выделяется в свободную фазу.

Плотность газов меняется в широких пределах от 7.14×10^{-4} г/см³ у метана до 25.93×10^{-4} у бутана. При этом у диоксида углерода плотность равна 19.63×10^{-4} г/см³ и у воздуха – 12.93×10^{-4} г/см³.

Газонасыщенность (см³/л или м³/м³) определяется суммарным содержанием газа в конкретном объёме флюида и зависит от давления, глубины и температуры. Газонасыщенность вод в нефтяных месторождениях меняется от 3.3 м³/м³ до максимально известной величины 9 м³/м³ в Мексиканском заливе. Газонасыщенность вод не только показатель газоносности недр, но и источник добычи газа (Япония).

Метан (СН₄) является наиболее распространённым и миграционно-способным УВГ в природе. Он легко загорается. В смеси с воздухом (более 5%) взрывоопасен. Газообразные гомологи метана – тяжёлые углеводороды (ТУВ) – этан (С₂Н₆), пропан (С₃Н₈), бутан (С₄Н₁₀) в смеси с воздухом также взрывоопасны. Их содержание в газовых залежах обычно менее 0.5%, в нефтяных попутных газах достигает 30%.

Двуокись (диоксид) углерода (СО₂) при –78°С переходит в твёрдую снегоподобную массу (сухой лёд). Его содержание в газах и нефти изменяется от 0 до 59%. Газ хорошо растворяется в воде, растворимость увеличивается с увеличением давления.

Азот (N₂) – бесцветный газ без запаха – содержится в природных газах в количестве от 0 до 99%, в нефтяных попутных газах от 0 до 50%.

Сероводород (Н₂С) – бесцветный газ с характерным резким запахом, хорошо растворяется в воде, высокотоксичен. При концентрации более 0.1% в воздухе может наступить летальный исход. В свободных природных УВГ его концентрация редко превышает 1%, увеличиваясь в газах из карбонатно-сульфатных толщ до 10–20, реже – 50%.

Водород (Н₂) – бесцветный газ, не имеет запаха, в 14 раз легче воздуха. В природных газах содержание водорода меняется от тысячных долей до 60%, и он по сравнению с водородом воздуха, несколько обогащён дейтерием (²Н).

Гелий (He) – газ без цвета и запаха, химически инертный. Среднее содержание гелия в природных УВГ от 0.5 до 10%, в атмосфере – 5.2×10^{-4} %.

Классификация природных УВГ может проводиться по разным признакам: химическому составу, генезису, месту нахождения и т.д. Наиболее употребительной является классификация по химическому

составу, в соответствии с которой выделяются газы азотные, углеводородные, кислые, водородные и смешанные (табл. 21.2).

Таблица 21.2

Классификация растворённых в пластовых водах газов по их составу (по Л.М. Зорькину, 1995)

Класс газа	Тип газа	Содержание компонентов
Углеводородный	Метановый	$75 \geq C_nH_m \geq 50; N_2 \leq 25;$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	Азотно-метановый	$C_nH_m \geq 50; 50 \geq N_2 \geq 25;$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	Углекисло-метановый	$75 \geq C_nH_m \geq 50; N_2 \leq 25$ $50 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 25$
Азотный	Азотный	$N_2 > 75; C_nH_m < 25;$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	Метано-азотный	$75 \geq N_2 \geq 50; 50 \geq C_nH_m \geq 25;$ $(CO_2 + H_2S) \leq 25$
	Углекисло-азотный	$75 \geq N_2 \geq 50; C_nH_m \leq 25$ $(CO_2 + H_2S) \geq 25$
Углекислый	Углекислый	$(CO_2 + H_2S) \geq 75; C_nH_m \leq 25;$ $N_2 \leq 25$
	Азотно-углекислый	$75 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 50;$ $C_nH_m \leq 25;$ $N_2 \geq 25$
	Метано-углекислый	$75 \geq (CO_2 + H_2S) \geq 50;$ $50 \geq C_nH_m \geq 25;$ $N_2 \leq 25$
Углекисло-азотно-метановый	Углекисло-азотно-метановый	$C_nH_m \leq 25; N_2 \geq 25;$ $(CO_2 + H_2S) \geq 25$
	Метано-углекисло-азотный	$N_2 \leq 50; (CO_2 + H_2S) \geq 25;$ $C_nH_m \geq 25$
	Метано-азотно-углекислый	$(CO_2 + H_2S) \leq 50; C_nH_m \geq 25$ $N_2 \geq 25$

Газоконденсатными называются такие пластовые УВ-системы, в которых при данных термобарических параметрах УВ находятся в растворённом газообразном состоянии. При этом растворителями являются метан, его гомологи и углекислота.

Константы фазовых равновесий в газоконденсатных системах в недрах определяются пластовыми давлениями и температурами, составом жидкой и газовой фаз, их соотношением, литологическим составом вмещающих пород.

При сжатии чистый газ конденсируется с образованием жидкой фазы, которая может сосуществовать с газом. В многокомпонентных УВ при увеличении давления нефть растворяется в газе, при этом образуется «газорастворённая нефть» – газоконденсат или газоконденсатная система (ГКС). В УВ при росте давления испарение увеличивается, и жидкость переходит в газообразное состояние, а при уменьшении давления газ конденсируется.

Газоконденсаты представляют собой обычно прозрачные жидкости бесцветные или желтоватые, слабо коричневатые, иногда зеленоватые с плотностью 0.620–0.825 г/см³. Они характеризуются низкой температурой начала кипения (24–92°C). В составе газоконденсата преобладают углеводороды (более 90%), присутствуют смолы (менее 5%), асфальтены.

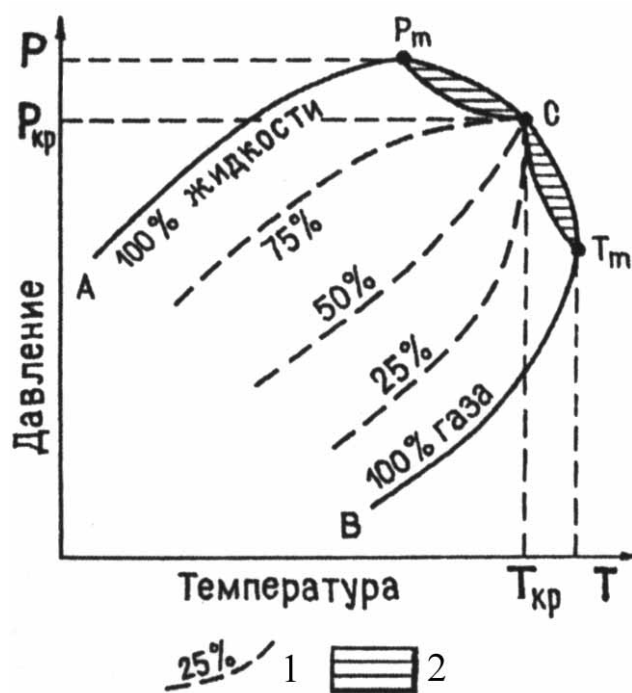


Рис. 21.3. Фазовая диаграмма многокомпонентной системы в координатах давление (P) – температура (T), иллюстрирующая ретроградные явления:

1 – линии равных содержаний жидкой фазы; 2 – область ретроградных процессов; $P_{кр}$ – критическое давление; $T_{кр}$ – критическая температура; C – критическая точка; P_m – критический бар; T_m – критический терм

Газоконденсаты распространены в пределах глубин от 710 до 4600 м. При этом выделяются первичные (исходные) и вторичные новообразованные газоконденсаты.

На рис. 21.3 в двухкомпонентной системе метан – жидкие УВ обозначена критическая температура, выше которой газ с увеличением давления не может быть превращён в жидкость. Критическое давление – давление необходимое для конденсации пара при критической температуре.

Продукты природного преобразования нефти называют *природными битумами*. Для них существуют различные классификации. В классификации О.К. Баженовой (1979) выделены три основных генетических линии битумогенеза (рис. 21.4), отвечающие трём группам процессов: 1) гипергенная, 2) термально-метаморфическая, 3) фильтрационно-миграционная. В наиболее распространённой в природе гипергенной группе, формирование которой обусловлено окислением первичной нефти в зоне гипергенеза, выделено две подгруппы: 1) непрерывный генетический ряд мальта – асфальт – асфальтит – оксикерит – гуминокерит; 2) продукты микробиального окисления нафтидов – альгариты и элатериты.

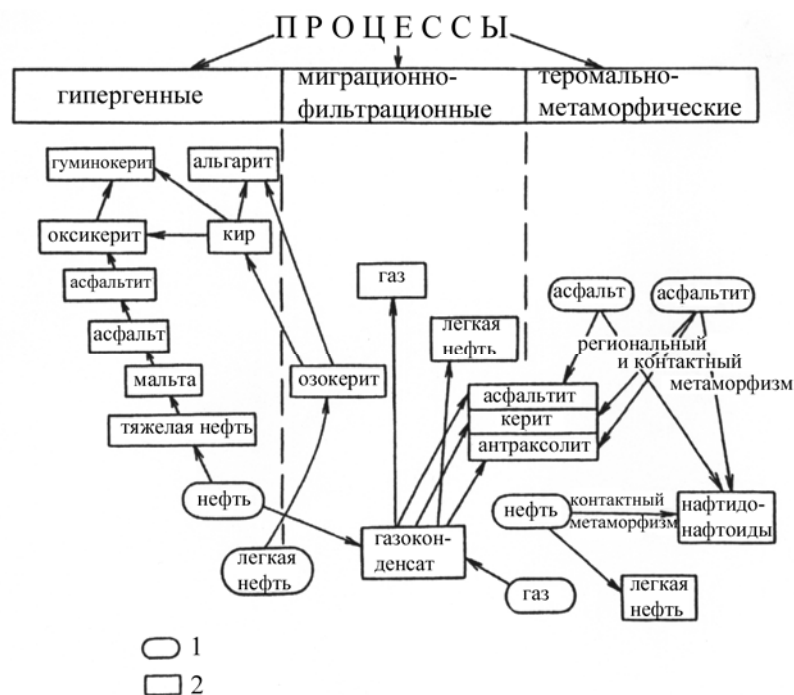


Рис. 21.4. Схема образования нафтидов различных генетических линий в природе (по О.К. Баженовой и др., 2004):
1 – первичный продукт, 2 – новообразованный продукт

Термально-метаморфическая группа также объединяет два типа битумов, различающихся по исходному составу и условиям образования: 1) продукты метаморфического преобразования нефтидов – кериты, импсониты и антраксолиты; 2) нафтоиды, являющиеся продуктами пиролиза и возгонки органического вещества.

Миграционно-фильтрационная группа включает нафтоиды, образование которых связано с дифференциацией УВ в процессе миграции и фазовыми превращениями газонефтяного флюида. К этой группе отнесены озокериты и асфальтенины.

Вопросы для самоконтроля

1. Что называется нефтью?
2. Типы нефтей.
3. Классификация и состав УВ газов.
4. Продукты преобразования нефтей.
5. Охарактеризовать газоконденсатные системы.

ГЛАВА 22. ПРОБЛЕМА ПОИСКОВ И ОСВОЕНИЯ ГАЗОГИДРАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Возможность существования гидратов природных газов в недрах была зафиксирована в качестве открытия в 1961 г. группой российских учёных под руководством академика А.А. Трофимука (Н.В. Черский, Ф.А. Требин, Ю.Ф. Макагон, В.Г. Васильев), после чего во многих регионах мира к числу нефтегазоносных объектов стали относить и залежи углеводородов в гидратном состоянии.

Гидраты углеводородных газов представляют собой соединения-включения (клатраты), в которых молекулы углеводородных газов (или легколетучих жидкостей) размером не более 6.9 ангстрем при определенных давлении и температуре заполняют структурные пустоты кристаллической решётки, образованной молекулами воды. Термодинамические условия образования гидратов: температура от 50 до 350 К при давлениях от 2 Па до 1.7 ГПа.

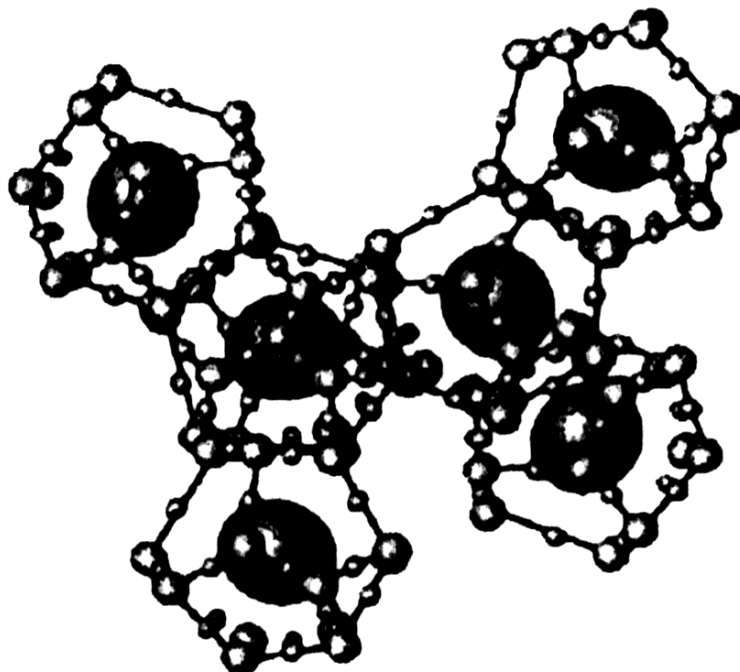


Рис. 22.1. Молекулярная структура газогидрата (Газ + 6H₂O), внутри – большая молекула газа, окруженная молекулами воды (Благутина, 2006)

Впервые технологические (искусственные) гидраты были открыты ещё в 1811 г., обнаружены в технологических системах (газопроводах) в 30-х гг. прошлого века, а природные газогидратные залежи в 60-х гг. XX в. Образуюсь в потоке, гидраты накапливаются в призабойной зоне пласта, скважине, технологическом промышленном оборудовании, магистральных газопроводах, подземных хранилищах газа. При этом затраты на предупреждение образования гидратов и их ликвидацию достигают 20–30% промышленной себестоимости газа.

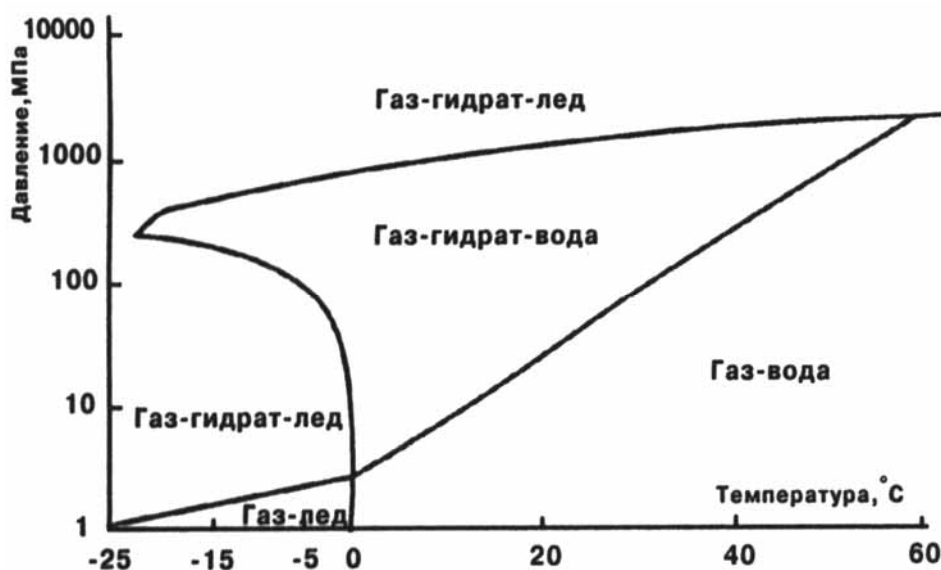


Рис. 22.2. Диаграмма фазового состояния газогидратов (Благутина, 2006)

Существуют гидраты почти всех природных и синтетических газов, за исключением водорода, гелия и неона. На рис. 22.2 приведены данные по упругости паров и равновесные кривые образования гидратов. В зонах, расположенных левее и выше этих кривых, газы находятся в твёрдом гидратном состоянии, правее и ниже – в свободном состоянии. Гидраты внешне похожи на спрессованный снег или молодой лёд. Общая формула гидратов $G \times nH_2O$. В зависимости от состава газа и условий гидратообразования n изменяется от 4.25 до 17. При образовании гидратов один объём воды связывает (в зависимости от состава исходного газа) от 70 до 300 объёмов газа. Гидраты газов, полученные из пресной воды, обладают в 10–15 раз более высокой электропроводностью, чем у льда. Гидраты, образованные из растворов с минерализацией 10 г/л, имеют электропроводность в 3–4 раза ниже электропроводности исходного раствора. Плотность гидрата 900–1100 кг/м³. Проницаемость гидратов очень низкая и близка к величине проницаемости плотных водонасыщенных глин.

Классификация природных газогидратов может осуществляться по разным признакам. Морфологически выделены четыре основных вида газогидратов: мелкокрапленные, узловатые, слоистые, массивные (плотные). В петрографическом плане выделяются три типа: 1) гидрат-мономинеральная порода; 2) гидрат – главный породообразующий минерал; 3) гидрат-акцессорный.

Е.С. Баркан и Г.Д. Гинсбург по генетическим признакам выделили четыре основных типа газогидратов: 1) криогенный тип, представляющий собой скопление гидратов, которые образуются в результате понижения температуры в уже существующей ко времени охлаждения залежи; 2) седиментогенный тип, образующийся на континентальных склонах и у подножий, что определяется сочетанием благоприятных термодинамических условий и повышенными концентрациями ОВ; 3) фильтрогенный тип, возникающий при фильтрации газа или газонасыщенной воды через зону, отвечающую термодинамической стабильности гидрата; 4) диагенетический тип, формирующийся вследствие связывания газов, образовавшихся при диагенетических процессах, с поровой водой.

Зона гидратообразования (ЗГО) определяется как зона горных пород, насыщенных водой и газом, в которой термодинамические условия соответствуют образованию гидратов. Мощность зоны зависит от состава газов и минерализации пластовой воды. Соответственно, около 25% территории суши и около 90% акватории Мирового океана соответствуют условиям накопления и сохранения природных газов в твёрдом гидратном состоянии. Максимальная мощность зоны гидратообразования на материках приурочена к наиболее охлаждённым разрезам осадочного чехла земной коры, характеризующимся опреснёнными подземными водами.

В акватории Мирового океана большая часть осадков, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до нескольких километров, находится в зоне гидратообразования независимо от географической широты. В тропической зоне ЗГО располагается на глубинах от 250–500 м, а в полярных морях – на глубинах от 100–250 м. Верхняя граница ЗГО в акватории обычно находится в слое воды и определяется пересечением равновесной кривой гидратообразования и кривой изменения температуры воды. Нижняя граница ЗГО в акватории океана находится в толще придонных осадков и определяется пересечением кривой изменения температуры осадочного чехла и равновесной кривой гидратообразования. Минимальная глубина верхней границы гидратообразования для метана в Атлантическом океане составляет 550 м, в Тихом – 500 м, в Индийском – 600 м. Общая площадь распространения

указанных глубин превышает 70% площади Мирового океана. Считается, что 98% всех природных залежей газовых гидратов располагается в глубоководном шельфе и на океаническом склоне в прибрежных районах Мирового океана и только 2% в приполярных частях материков.

Терморезим арктических морей соответствует условиям возникновения гидратов газов в придонных осадках практически на всей территории. Положение нижней границы ЗГО в придонной части понижается с углублением океана.

В зоне сочленения арктических морей с материком в прибрежных районах суши мощность криолитозоны сокращается, уменьшается и глубина залегания ЗГО, т.е. непроницаемая гидратная покрывка с определённой широты в северном направлении поднимается. В прибрежной полосе на материке и в придонной части океана ЗГО смыкаются, образуя мощный куполообразный экран, простирающийся вдоль берега и являющийся надёжной покрывкой для свободных углеводородов. Генерируемые и мигрирующие газы скапливаются под этой покрывкой независимо от наличия литологических ловушек, образуя мощные скопления УВ.

В акватории морей и океанов минерализация пластовых вод в разрезе ЗГО остаётся практически величиной постоянной и сдвигает равновесную кривую не более чем на 1–2°C. На материке минерализация пластовых вод может оказывать весьма значительное влияние на мощность ЗГО.

Накопление отдельных компонентов природного газа в твёрдой фазе может начаться уже на первых стадиях превращения органического вещества при биохимических преобразованиях, если они происходят в ЗГО или под нею. При этом в гидраты переходят также и свободные газы, поступающие из земных глубин.

В ЗГО газы, генерируемые в зоне диагенеза в придонных осадках морей и океанов, не рассеиваются в придонных водах и практически полностью сохраняются без литологических покрывок. Газы, генерируемые ниже ЗГО и достигающие при вертикальной миграции ЗГО, также не рассеиваются, а накапливаются в гидратном или свободном состоянии под непроницаемой газогидратной покрывкой.

Косвенными признаками существования газогидратных режимов в истории развития нефтегазоносных бассейнов могут служить наличие (в том числе и на значительных глубинах до 2.0–2.5 км) дегазированных вязких нефтей высокой плотности, низкие уровни подземных вод и дефицит пластового давления флюидов.

Газогидратная залежь (gas-hydrate deposit) – единичное скопление в осадочном чехле земной коры гидратов углеводородных газов. В газо-

гидратных залежах газ содержится частично или полностью в гидратном состоянии. Снизу залежь может контактировать с пластовой и подошвенной водой, со свободной газовой, газоконденсатной или нефтяной залежью. Сверху – со свободной газовой залежью, с газонепроницаемыми пластами, а в акваториях морей и океанов – со свободной водой.

Механизм формирования газогидратной залежи отличается от механизма формирования залежей свободного газа в результате низкой диффузионной проницаемости гидрата, низкого газосодержания пластовых вод, контактирующих с залежью, низкой упругости пара в гидратном состоянии.

В акватории Мирового океана и крупных глубоководных озёр ГГЗ формируются в придонной части осадочного чехла из газов, генерируемых непосредственно в ЗГО, а также из газов, мигрирующих в ЗГО из нижележащих пластов и пластовых вод. Залежи характеризуются небольшой толщиной (до 100–400 м) и большой площадной распространённостью.

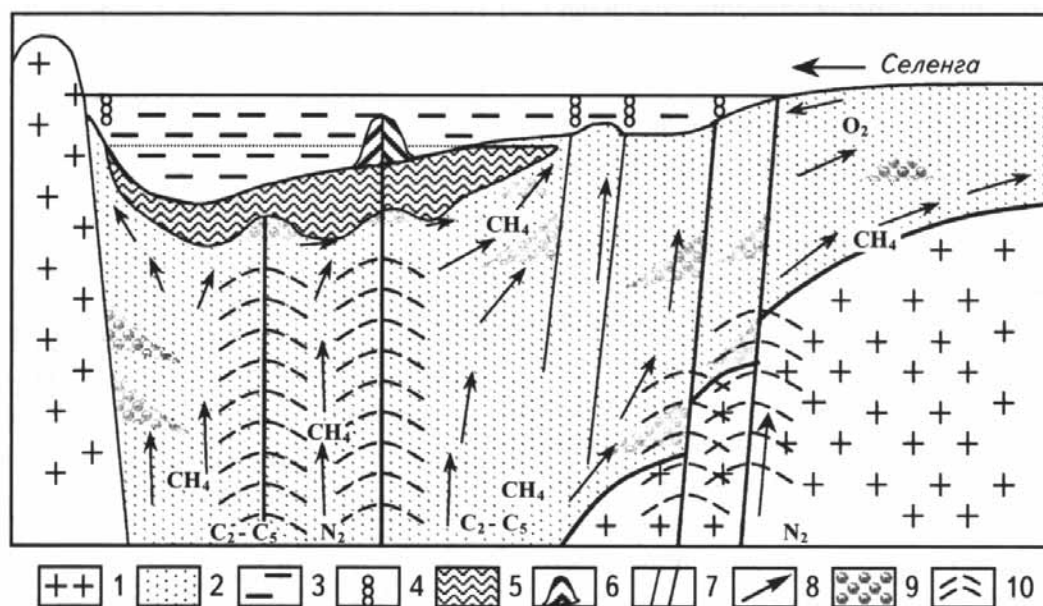


Рис. 22.3. Положение газогидратной залежи в придонной части оз. Байкала в районе Бугульдейско-Селенгинской перемычки (по В.П. Исаеву, 2001):
 1 – магматические и метаморфические породы; 2 – осадочная толща; 3 – водная толща; 4 – газовые грифоны; 5 – газогидратная залежь; 6 – грязевый (газовый) вулкан; 7 – разломы; 8 – направление газовых потоков; 9 – скопления горючих газов; 10 – тепловые потоки

Подобная газогидратная залежь известна на глубине свыше 350 м в придонной части оз. Байкал, которая является региональной покрывкой

для вертикально мигрирующих газов (рис. 22.3). На больших глубинах мощность слоя увеличивается, на малых – уменьшается, выклиниваясь к берегам. В местах повышенного теплового потока газогидратная залежь имеет минимальную толщину, и её подошва приподнята, образуя «антиклинальные» структуры, в которых могут формироваться газовые скопления. При сильных землетрясениях сплошность газогидратной залежи может нарушаться и по образовавшемуся разрыву метановые газы могут устремляться вверх, образуя на дне озера грязевые вулканические постройки.

Газогидраты отмечены в верхней части осадочной толщи Каспийского моря, где предполагается наличие двух зон гидратообразования: в котловинах Среднего и Южного Каспия. В Среднем Каспии зона распространения газогидратов ограничена изобатой 390 м при толщине 134 м. В Южном Каспии ЗГО оконтуривается изобатой 152 м при толщине 480 м. Чистый массивный газогидрат описан в керне скважины 570 DSDP на континентальном склоне Центрально-Американского желоба среди палеоценовых алевроитовых глин. По данным каротажа, мощность слоя газогидрата составляет 3–4 м при плотности 1.1 г/см^3 .

Газогидратные залежи, существующие в осадочном чехле земной коры, могут быть первичными и вторичными. Первичные залежи после своего образования не претерпевали фазовых переходов. Они обычно приурочены к акватории Мирового океана и залегают без литологических покрывок. Вторичные газогидратные залежи сформировались за счёт свободного газа при изменении термодинамических условий их залегания. Обычно они находятся под непроницаемой покрывкой, возраст их определяется продолжительностью последнего периода стабильного существования равновесных термодинамических условий гидратообразования в разрезе. Переходы природных газов в клатратную, свободную или водорастворимую формы залегания отражают циклический характер многократных изменений термодинамической обстановки.

Газогидратное месторождение (gas-hydrate field) представляет собой совокупность залежей углеводородных газов, находящихся частично или полностью в гидратном состоянии. Последние характеризуются крайне низкой подвижностью даже при активной миграции пластовых вод.

Общая площадь суши, перспективная для формирования ГГЗ составляет около 40 млн. км². Запасы газа в газогидратных залежах, сосредоточенных на материке оцениваются величиной $31.1\text{--}57 \times 10^{12} \text{ м}^3$, из которых $5.4 \times 10^{12} \text{ м}^3$, как считает известный исследователь проблемы Р. Мак-Увер (1979), находятся в Канаде. А. Джордж (1981) оценивает запасы газогидратов в акватории Канады величиной в $60 \times 10^{12} \text{ м}^3$.

А.А. Трофимук и др. (1981) считают, что запасы газа в акватории Мирового океана достигают $(5-25) \times 10^{15} \text{ м}^3$. В целом, запасы газогидратов большинством исследователей оцениваются величиной $1.5 \times 10^{16} \text{ м}^3$, в то время как разведанные запасы природного газа на 01.01.2005 г. составили $1.8 \times 10^{14} \text{ м}^3$.

Для обнаружения газогидратных залежей (ГГЗ) в условиях пористой среды используются такие их свойства, как низкая электропроводность и проницаемость, повышенная скорость прохождения акустических волн, наличие аномально низких диффузионных газовых потоков над ГГЗ. В процессе геологоразведочных работ и разработки месторождений УВ ГГЗ диагностируются по пониженным температурам залежи, изменению состава газа, опреснению пластовой воды и др.

Поиски и обнаружение ГГЗ на суше и в акваториях морей и океанов осуществляются средствами сейсмоакустического зондирования на частотах 0.1–10 кГц в комплексе с газо- и термометрией, что позволяет установить площадь, мощность и глубину залегания кровли и подошвы ГГЗ, определить гидрато- и газонасыщенность продуктивных пластов. Этими методами выявлены крупные гидратные поля на северо-западном побережье США, в море Бофорта и в районе арктических островов Канады, восточном побережье Африки, в Мексиканском заливе, Карибском море и др. На сегодня выявлено более 220 газогидратных залежей.

В основе разработки ГГЗ лежит принцип перевода газа из гидратного в свободное состояние с последующим отбором газа традиционными методами. Такой перевод может быть осуществлён за счёт снижения пластового давления до уровня, достаточного для разложения гидратов путём термохимического или электроакустического воздействия на ГГЗ. При этом происходит резкое увеличение объёма газа при его переходе из гидратного в свободное состояние, значительное увеличение давления при термическом разложении гидрата, фиксируется постоянное пластовое давление, соответствующее определённой изотерме разработки ГГЗ, высвобождение больших объёмов свободной воды при разложении гидрата.

В акваториях морей и океанов освоение ГГЗ имеет свои особенности, включающие отсутствие плотных непроницаемых литологических покрышек, наличие мощной водной оболочки над поверхностью ГГЗ, малые глубины залегания продуктивных пластов от поверхности дна (от долей метра до нескольких сот метров) и их широкое площадное распространение, относительно низкую механическую прочность перекрывающих и вмещающих гидраты отложений.

Разработка ГГЗ производится в течение всего периода отбора газа при постоянном гидростатическом давлении независимо от способа

разложения гидрата. Степень переохлаждения по мощности ГГЗ является величиной переменной и определяется глубиной верхней границы ЗГО в океане, мощность ГГЗ и геотермическим градиентом в интервале разреза ГГЗ.

ГГЗ является непроницаемой крышкой для нижележащих залежей свободного газа или нефти, и последствия её разрушения необходимо учитывать во всех проектах разработки ГГЗ. При наличии свободной газовой или нефтяной залежи под ГГЗ нужно в первую очередь отобрать нефть и свободный газ, после чего можно приступить к разработке ГГЗ.

Для диагностики и разработки ГГЗ можно использовать ряд эффектов, возникающих в горных породах при распространении в них волновых знакопеременных полей. К ним относится термоакустический эффект, заключающийся в многократном (до 18 раз) возрастании температуропроводности горных пород при воздействии на них сильными звуковыми колебаниями; эффект многократного (до 20 раз) увеличения проницаемости горных пород в звуковых и ультразвуковых полях; эффект изменения давления и насыщения углеводородных систем пористой среды, приводящий к интенсивной их дегазации в период воздействия знакопеременных напряжений.

В 1967 г. газогидраты были найдены в Заполярье, а в 1969 г. началась разработка первого газогидратного Мессояхского месторождения.

В разработке газогидратных залежей на дне моря значительно продвинулись японские геологи. В декабре 1999 г. в Японском море они пробурили 5 разведочных скважин при глубине воды 945 м и залежи газогидратов на глубине 200 м ниже дна океана (Благутина, 2006). В 2004 г. там же пробурено ещё 18 разведочных скважин, на которых в настоящее время продолжаются активные исследования. Промышленная разработка залежи газогидратов намечена на 2016 г.

В целом, проблема газогидратов и их промышленного использования далека от полного разрешения. Задачей ближайших лет является установление масштабов проявления газогидратов и разработка методов эксплуатации нетрадиционных промышленных источников газового сырья. Подсчитано, что энергия, которую можно получить из газа разложившихся гидратов более чем в 15 раз превышает энергетические затраты, необходимые для их разложения. Считается, что при современном уровне потребления, даже если будет использоваться только 10% природных ресурсов газогидратов, мир будет обеспечен сырьём на 200 лет.

Вопросы для самоконтроля

1. Что такое газогидраты, строение и состав.
2. Охарактеризовать возможные места находок газогидратов.
3. Возможные методы разработки газогидратных залежей.

ГЛАВА 23. ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ УВ В НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ И СЛОЖНОДИСЛОЦИРОВАННЫХ ТОЛЩАХ

23.1. Месторождения УВ в клиноформных структурах

К одному из типов неантиклинальных ловушек принадлежат клиноформы. Первоначально термин «клиноформа» был применён Дж. Ричем (1951) для обозначения фациальных условий осадконакопления в пределах континентального склона. При изучении морских осадков он выделил три обстановки осадконакопления и критерии распознавания пород, отложенных в каждой из них: ундо (undo –лат. вздывать волны, волноваться) – обстановка воздействия волн; клино (clino – греч., наклонять) – обстановки склона между базисом действия волн и более или менее постоянным уровнем глубокой части бассейна; фондо (fondo – исп., дно) – обстановки более глубоких частей бассейна. Этим обстановкам по Дж. Ричу соответствуют определённые типы осадков (рис. 23.1): ундатема (undothem), клинотема (clinothem) и фондотема (fondothem), а также формы поверхности залегания и эрозии осадков: ундаформа (undaform), клиноформа (clinoform) и фондотема (fondoform). Иными словами, каждой обстановке осадконакопления присущ свой комплекс отложений, имеющий характерную поверхность напластования на морском дне. Следовательно, первоначально термин «клиноформа» применялся для обозначения формы поверхности напластования (залегания).

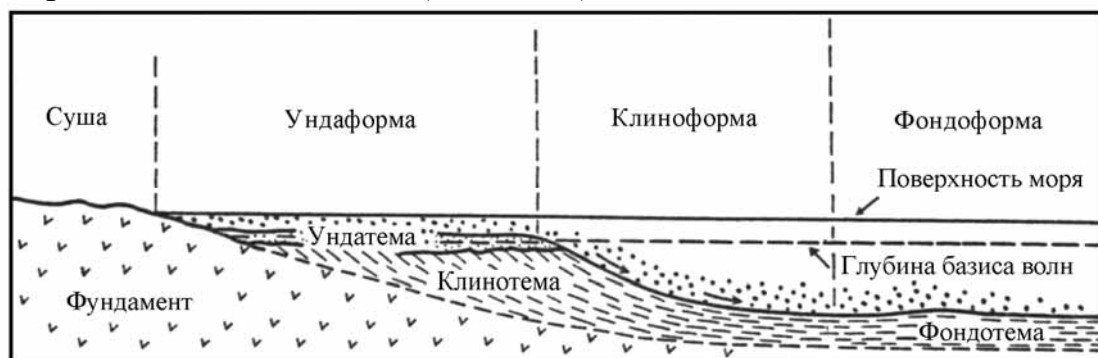


Рис. 23.1. Положение клиноформы, ундаформы, фондотема, ундатема, клинотема, фондотема, зоны действия волн и взмучивания после штормов (по Дж. Ричу, 1951). Зоны взмучивания показаны точками, плотностные течения – стрелками (по К.М. Седаевой, 2001)

В дальнейшем многие исследователи стали использовать термин «клиноформа» для обозначения частных особенностей (свойств) самих пород или осадков, что обусловило существование множества оттенков и подходов в его понимании (Sangree, Widmier, 1974; Сейсмическая стратиграфия, 1982; Кунин и др., 1983, 1987; Гладенков и др., 1984, 1985; Гогоненков и др., 1988 и др.). Иногда даже в одной работе можно встретить непоследовательность в толковании этого термина (Мкртчян и др., 1987). К.М. Седаева (1989) считает, что излишнее расширение понимания лишает научный термин «клиноформа» определённости и рекомендует использовать его в соответствии с трактовкой основоположника: это форма подводной поверхности определённой обстановки осадконакопления. Образующиеся в данной обстановке тела рекомендует называть, как это и предлагал Дж. Рич (1951), клинотемами.

В настоящее время ряд отечественных исследователей (Жарков, 2001 и др.) под клиноформными отложениями понимают циклически построенные толщи заполнения глубоководного бассейна путём бокового наращивания континентального склона. Отдельные клиноформы представляют собой результат единичного цикла осадконакопления. Фациальное разнообразие накопления клиноформных отложений обуславливает многообразие типов неантиклинальных ловушек УВ, объединяемых А.М. Жарковым (2001) в шельфовую, склоновую и глубоководную группы (рис. 23.2).

Группа шельфовых включает ловушки фациальных замещений, седиментационных несогласий, опущенных и поднятых тектонических блоков, депрессионных зон, барового типа.

Ловушки фациальных замещений приурочены к зонам региональной глинизации песчаных пластов. При наложении такой зоны на структурные осложнения выклинивающийся пласт приобретает приподнятое положение, создавая ловушку для УВ.

Ловушки седиментационных несогласий образуются в случае высокой гидродинамической активности, при которой во время формирования основания клиноформы поступающий псаммитовый материал проносится транзитом через шельфовую террасу, накапливаясь лишь в депрессионных участках и краевой части шельфа. В другом случае, при недостатке песчаного материала, поступающего с берега, наиболее грубые осадки будут накапливаться на пониженных участках поверхности шельфа.

Ловушки, ограниченные несогласием, образуются на внешней краевой части шельфа в случае волнового размыва слабо консолидированного осадка до песчаного слоя основания клиноформы, находящегося ниже базиса волновой эрозии. Подобная ловушка формируется при по-

следующем наращивании шельфа. Между песчаным пластом основания клиноформы и оставшейся от ранних этапов частью песчаного пласта возникает глинистая перемычка.

Ловушки опущенных тектонических блоков образуются в результате перемещений по тектоническим сколам в краевых частях шельфа и формировании грабенообразных структур, заполняющихся осадочным материалом.

Ловушки поднятых тектонических блоков формируются в зонах конседиментационных сбросов, ведущих к образованию клавишных сбросо-взбросовых структур.

Группа глубоководных ловушек (песчаники подножия шельфового склона)		Группа склоновых ловушек (песчаники шельфового склона)		Группа шельфовых ловушек (шельфовые песчаники)												
Строение ловушек	Тип ловушек (определяющие геологические процессы)	Строение ловушек		Тип ловушек (определяющие геологические процессы)	Строение ловушек	Тип ловушек (определяющие геологические процессы)										
		Продольный разрез	Поперечный разрез													
	Перед упорами			Уступов склонов (седиментационные)		Фациальных замещений (структурно-седиментационные)										
	Во впадинах						Турбидитно-седиментационный (аккумулятивные)	Уступов склонов (эрозивно-аккумулятивные)		Седиментационных несогласий (седиментационные)						
	Турбидитно-денудационный (эрозивно-аккумулятивные)				Ограниченные несогласием (седиментационные)											
	Донных и гравитационных течений (эрозивно-аккумулятивные)							Опущенных тектонических блоков (аккумулятивно-дизъюнктивные)								
											Поднятых тектонических блоков (фациально-дизъюнктивные)					
																Депрессионных зон (структурно-аккумулятивные)

Рис. 23.2. Комплекс неантиклинальных ловушек UV в клиноформных отложениях неокома Западной Сибири (по А.М. Жаркову, 2001):
 1 – песчаники; 2 – аргиллиты; 3 – баженовская свита; 4 – континентальные отложения вартовской свиты; 5 – морские отложения мегнионской свиты; 6 – неструктурные ловушки; 7 – границы стратиграфических несогласий; 8 – граница подстилающей клиноформы; 9 – тектонические нарушения; 10 – ловушки UV

Ловушки депрессионных зон образуются в депрессионных участках краевой части шельфа. Депрессии могут возникать вследствие неравномерного уплотнения подстилающих пород, проявлении локальных тектонических процессов, унаследованного влияния морфологии подстилающих отложений и т.д. В депрессионных участках помимо основного песчаного пласта могут формироваться отдельные песчаные линзы, которые и будут создавать означенный тип ловушек.

Ловушки баровые представлены всеми аккумулятивными формами песчаных пластов (косы, отмели, устьевые и барьерные бары и т.д.).

Группа склоновых ловушек представлена *ловушками уступов склона*.

Формирование последних обусловлено, во-первых, сбрасыванием штормовыми волнами или сейсмическими явлениями (оползни и мутьевые потоки) псаммитового материала с кромки шельфа. При этом на уступах склона могут преобладать то эрозионные, то аккумулятивные процессы и возможно накопление линз песчаного материала.

Группа глубоководных ловушек формируется у подножия шельфового склона и включает турбидитно-седиментационные, турбидитно-денудационные ловушки и ловушки донных и гравитационных течений.

Ловушки турбидитно-седиментационные могут образовываться мутьевыми потоками перед упорами (конседиментационными или тектоническими локальными и региональными) или в понижениях и впадинах.

Ловушки турбидитно-денудационные формируются при циклическом поступлении осадочного материала, сопровождаемого размывом предыдущих отложений. В случае, если нижележащие, сохранившиеся от размыва отложения имеют хорошие коллекторские свойства, а перекрывающие таковыми не являются, может образовываться вышеуказанный тип ловушек.

Ловушки донных и гравитационных течений формируются направленными течениями и представлены песчаными отложениями с улучшенными коллекторскими свойствами.

Выделенный комплекс неантиклинальных ловушек в клиноформных отложениях является высокоперспективным объектом для поисков залежей УВ.

23.2. Месторождения УВ в карстовых структурах

В пределах Юрубчено-Тахомской зоны (ЮТЗ) основные промышленные скопления нефти и газа связаны с рифейским карбонатным комплексом, приурочиваясь к его верхней части мощностью 200–300 м, залегающей под поверхностью крупного стратиграфического несогласия (Постникова и др., 2001). Весь объем рифейского природного резервуа-

ра является эффективным в связи с интенсивным развитием в нём трещинных и трещинно-каверновых типов коллекторов, а также крупных карстовых полостей, возникших во время перерыва в осадконакоплении между рифеем и вендом (рис. 23.3).

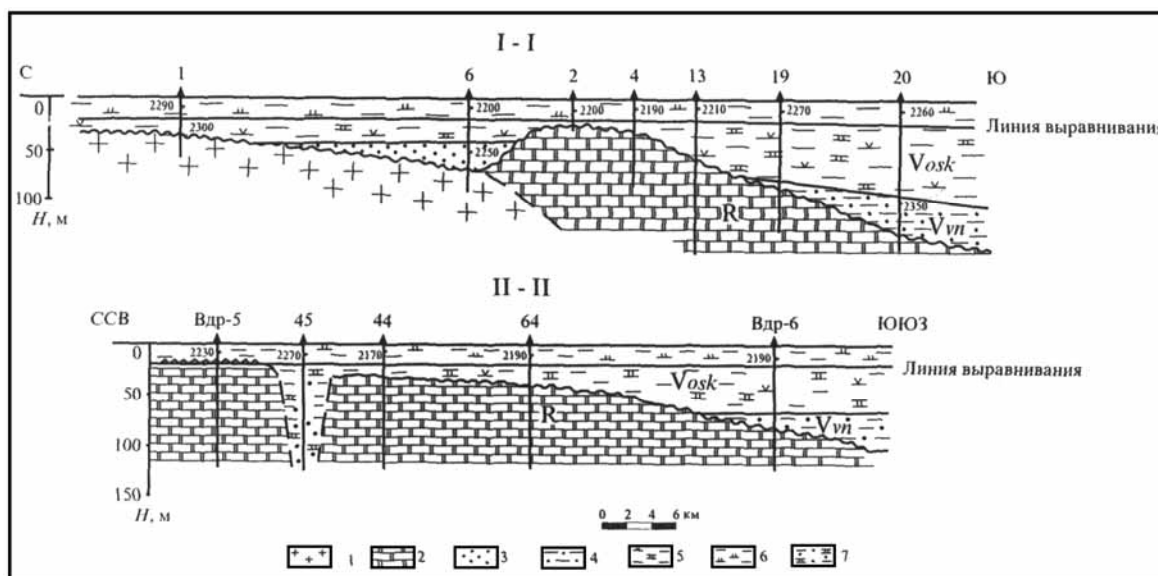


Рис. 23.3. Палеогеоморфологические профили Юрубченской площади (по И.Е. Плотниковой и др., 2001):

1 – кристаллический фундамент; 2 – доломиты рифея; 3, 4 – песчано-алевролитно-аргиллитовые красноцветные отложения ванаварской свиты венда: 3 – элювиально-делювиальные, 4 – пролювиальные; 5–6 – оскобинская свита венда: 5 – терригенно-сульфатно-карбонатные прибрежно-морские отложения, 6 – карбонатно-глинистые морские отложения (маркирующий горизонт); 7 – песчано-аргиллитовые красноцветные и обломочные карбонатные породы карстового заполнения

Для рифейских отложений характерны интенсивные катагенетические преобразования, усложняющие вещественный состав пород и структуру порового пространства. Широкое и разностороннее проявление вторичных процессов привело к утере породой своей первичной и развитию вторичной пористости, представленной трещинами и кавернами. Породы состоят из доломита (до 70%), кальцита (до 7%), зёрен и обломков кварца, полевых шпатов, кремней (до 23%). Трещины отличаются различной направленностью и раскрытостью. Открытые трещины имеют преимущественно вертикальное направление, горизонтальные чаще полностью или частично выполнены доломитом и кальцитом, кремнезёмом или глинистым веществом. Каверны, как правило, приурочены к трещинам и связаны с выщелачиванием, встречаются микро-трещины перекристаллизации. Стенки каверн часто инкрустированы

доломитом, кварцем, реже – ангидритом. Часть каверн полностью выполнена доломитом и кремнезёмом. Зоны, охваченные процессами выщелачивания, сформировали трещинно-каверновый и трещинно-каверново-межзерновой тип коллекторов.

23.3. Месторождения УВ в дизъюнктивно-блоковых резервуарах

Опыт эксплуатации ряда нефтяных и газовых месторождений показал, что казавшиеся ранее едиными, крупные залежи на самом деле являются ассоциацией целого ряда относительно более мелких и сложно построенных залежей. Нередко в их пластах отмечается «аномальное» распределение воды и нефти (вода выше нефти). В.С. Славкиным и др. (2001) показана высокая плотность сети малоамплитудных и безамплитудных дизъюнктивных дислокаций, сконцентрированных, в основном, на контрастных склонах локальных поднятий. Дизъюнктивные дислокации являются экранами вследствие формирования вблизи нарушения зоны дезинтеграции горных пород. Экранирование достигается путём вторичного ухудшения фильтрационных свойств горных пород вплоть до полной их потери за счёт пластических деформаций, катаклаза, карбонатизации, озокеритизации, «затекания» пластичных пород в ослабленные зоны.

По мнению многих исследователей, большинство поднятий Западно-Сибирской плиты являются штамповыми структурами, и ограничивающие их дизъюнктивные дислокации испытывали многократное обновление, выступая в различные периоды то в виде каналов миграции флюидов, то в виде флюидоупоров.

На Выинтойском месторождении пробуренные в 500 м от продуктивной с прекрасными дебитами скважины 165 три скважины (1501, 1502), вскрывшие кровли резервуаров практически на тех же отметках, что и в скв. 165, оказались либо обводненными, либо сухими (рис. 23.4).

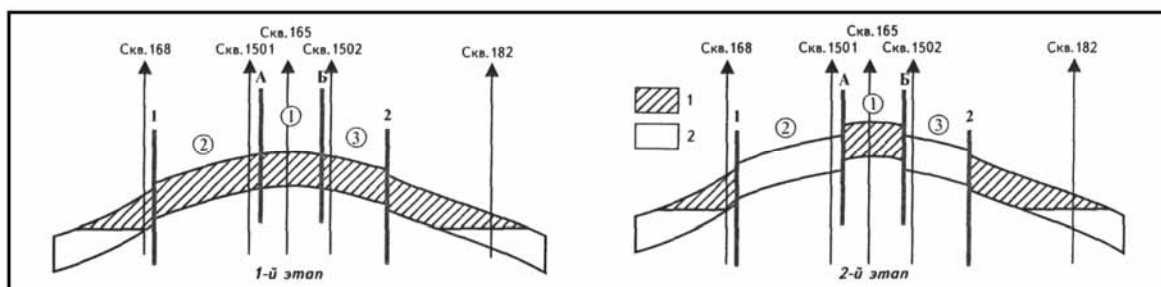


Рис. 23.4. Модель формирования залежей на Выинтойском нефтяном месторождении (по В.С. Славкину и др., 2001):
1 – нефть, 2 – вода

Для объяснения этой ситуации В.С. Славкиным и др. (2001) была предложена модель формирования Выинтойского месторождения, базирующаяся на теории растянутой во времени поэтапной аккумуляции и деструкции залежей УВ. Предполагается, что на первом этапе уже существовала обширная тектонически нарушенная палеозалежь УВ. На втором этапе в результате активизации разломов А и Б (рис. 23.4) произошло разрушение центральной части палеозалежи. При этом нефть сохранилась в блоке 1, а блоки 2 и 3 обводнились. Остатки палеозалежи в приподнятом блоке встречены в скв. 165. Наличие нефтяных залежей на удалённых крыльях (скв. 168, 182) свидетельствует о том, что какая-то часть разломов сохранила экранирующие свойства, обеспечив тектоническое экранирование краевых скоплений УВ. Предлагаемый подход позволяет рассматривать большинство залежей сложного Выинтойского месторождения как тектонически экранированные. Данные эксплуатационного и разведочного бурения на Новопокурском и других месторождениях подтверждают предлагаемую модель. Учёт реального дизъюнктивно-блокового строения юрских и меловых природных резервуаров может позволить повысить эффективность нефтедобычи в Западно-Сибирском нефтегазоносном бассейне.

Вопросы для самопроверки

1. Какое геологическое тело называют клиноформой?
2. Какие условия необходимы для формирования месторождений УВ в карстовых структурах?
3. Роль дизъюнктивной тектоники в строении и формировании месторождений УВ.

ГЛАВА 24. ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УВ НА ШЕЛЬФАХ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

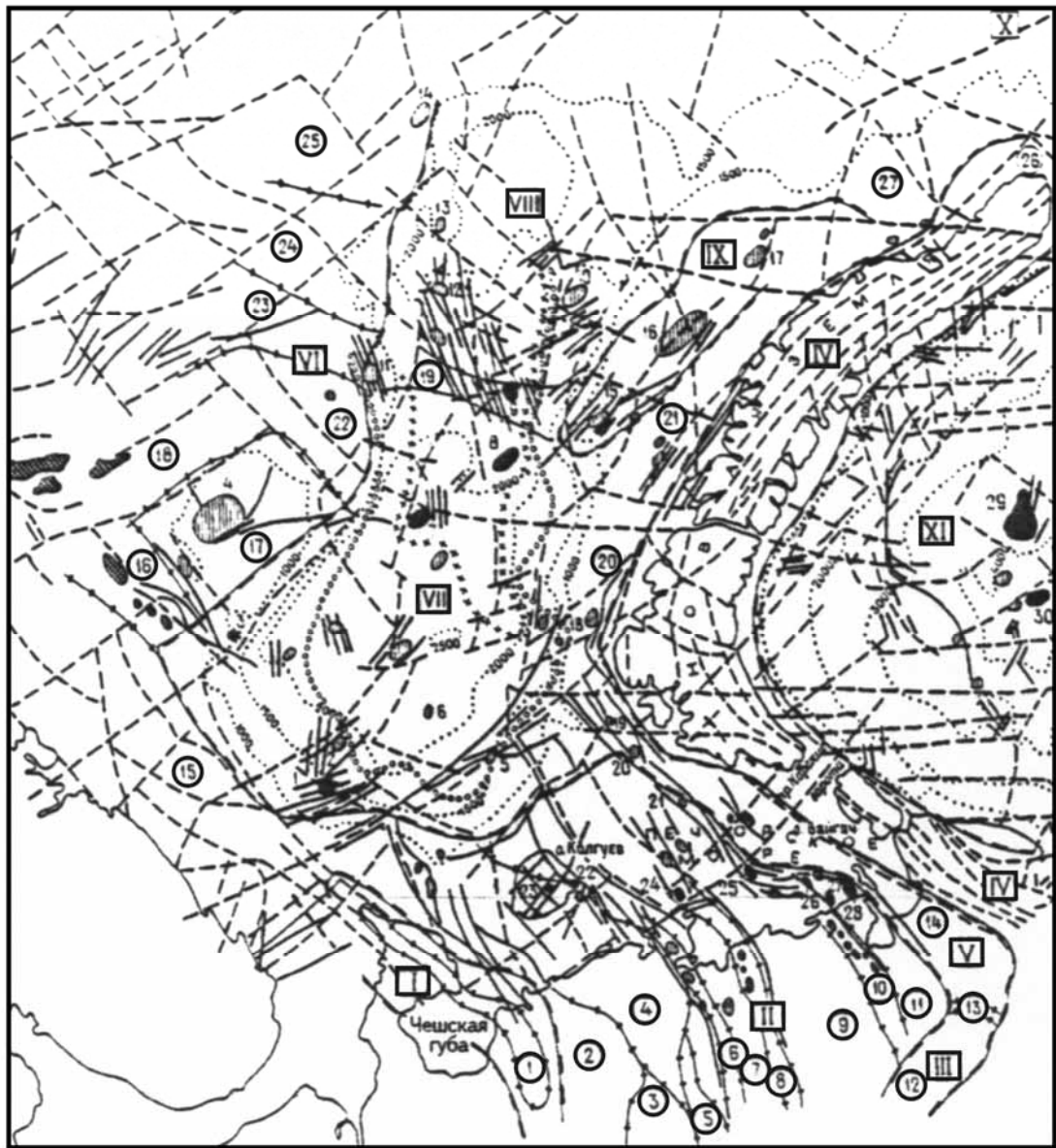
В пределах Арктического пояса окраинно-континентальных платформ Евразии развиты многочисленные нефтегазовые бассейны, обладающие огромным УВ-потенциалом. На Арктическом шельфе России наиболее изучены геолого-геофизическими методами бассейны западного сектора, относящиеся к южным областям Баренцева и Карского морей. Здесь выявлено сейсмическими работами свыше 140 перспективных на УВ-сырьё локальных объектов, пробурено свыше 50 глубоких морских скважин, открыт целый ряд месторождений УВ, в том числе несколько гигантских по запасам.

Указанные бассейны лежат на подводном продолжении крупнейших нефтегазоносных провинций мира – Тимано-Печорской и Западно-Сибирской

На западной части шельфа Российской Арктики открыто 15 различных по запасам месторождений УВ (рис. 24.1, 24.2), расположенных на морском продолжении трёх осадочных бассейнов – Тимано-Печорского (24.3), Южно-Баренцевского и Южно-Карского. Эти бассейны рассматриваются в качестве окраинно-континентальных рифтогенных (рис. 24.4), обусловленных неоднократно проявляющимися этапами растяжения земной коры (Шипилов, Мурзин, 2001).

Тимано-Печорский бассейн был сформирован на древней пассивной окраине. На его современном морском продолжении выделяются Печоро-Колвинский и Западно-Колгуевский авлакогены. Здесь в акватории известны Приразломное, Северо-Гуляевское, Поморское (24.5), Варандей-море и Медын море, а на о. Колгуев – Песчаноозёрское и Ижимка-Таркское месторождения.

На шельфе Печорского моря сейсморазведочными работами выявлены более 30 перспективных структур. Здесь открыто несколько нефтяных и газоконденсатно-нефтяных месторождений на продолжающихся в акваторию структурах Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна (НГБ) (рис. 24.3). Для них характерен наклон на север главных структурно-стратиграфических поверхностей осадочного чехла: подошвы доманиковых и кровли карбонатных каменноугольно-нижнепермских отложений, геологических поверхностей, ограничивающих триасовые и



150 км



Рис. 24.1. Структурно-тектоническая схема и месторождения УВ Западно-Арктического шельфа (по Э.В. Шитлову и Р.Р. Мурзину, 2001):

I – границы структурных элементов I порядка (цифры в квадратах): I – Тиманский кряж; II – Печорская синеклиза; III – Предуральский прогиб; IV – Пайхой-Новоземельская складчатая система; V – Предпайхойский прогиб; VI – область Центрально-Баренцевских поднятий; VII – Южно-Баренцевская впадина; VIII – Северо-Баренцевская впадина; IX – зона Адмиралтейских поднятий; X – впадина Св. Анны; XI – Южно-Карская впадина; 2 – границы структурных элементов II порядка (цифры в кружках): 1 – Канино-Северо-Тиманский мегавал; 2 – Нерицкая моноклираль; 3 – Ижемская впадина; 4 – Малоземельско-Колгуевская моноклираль; 5 – Печоро-Колвинский мегавал; 6 – Шапкино-Юряхинский мегавал; 7 – Денисовский прогиб; 8 – Колвинский мегавал; 9 – Хорейверская впадина; 10 – вал Сорокина; 11 – Варандей-Адзьвинская структурная зона; 12 – Косью-Роговская впадина; 13 – поднятие Чернова; 14 – Кортаихинская впадина; 15 – Кольская моноклираль; 16 – Кольская седловина; 17 – свод Федьинского; 18 – Нордкапский прогиб; 19 – Лудловская перемычка; 20 – Предновоземельский прогиб; 21 – прогиб Седова; 22 – вал Эдхольма; 23 – Малыгинская седловина; 24 – прогиб Ольги; 25 – сводовое поднятие Персея; 26 – поднятие мыса Желания; 27 – прогиб Панкратьева; 3 – глубинные разломы по гравимагнитным данным; 4 – крупнейшие нарушения по материалам МОВ ОГТ; 5 – изоглубины кровли юрского комплекса, м: 6 – основные антиклинальные поднятия (г) и месторождения УВ (б): 1 – Мурманское. 2 – Северо-Мурманское. 3 – Северо-Кильдинское. 4 – поднятие Федьинского. 5 – Куренцовское. 6 – Арктическое. 7 – Щтокмановское. 8 – Ледовое. 9 – Лудловское. 10 – Лунинское. 11 – Ферсмановское. 12 – Шатского. 13 – Вернадского. 14 – Северное. 15 – Крестовое. 16 – Адмиралтейское. 17 – Пахтусовское. 18 – Гусиноземельское. 19 – Западно-Гусиноземельское. 20 – Междушарское. 21 – Папанинское. 22 – Песчаноозерское. 23 – Ижсимка-Таркское. 24 – Поморское. 25 – Северо-Гуляевское. 26 – Приразломное. 27 – Варвидей-море. 28 – Медын-море. 29 – Русановское. 30 – Ленинградское; 7 – соляно-купольные поднятия; 8 – контуры распространения складчатых магматических силлов в триасовом комплексе; 9 – контуры распространения траппового магматизма в осадочном чехле

юрские комплексы. В пределах шельфа платформенный чехол Тимано-Печорского НГБ перекрывает пенепленизированную поверхность погребённых рифтовых структур.

Тимано-Печорский НГБ (по Т.А. Кирюхиной и А.В. Ступаковой, 2001) прошёл три стадии тектонического развития. На первой стадии (PZ₁–D₂) образовывались Тиманский, Печоро-Колвинский и Варандей-Адзвинский авлакогены и сопряжённые с ними очаги нефтегенерации. На последующих синеклизной и инверсионной стадиях возникли крупные Предуральский и Баренцевоморский очаги нефтегенерации, определяющие нефтегазоносность соответствующих комплексов.

В Печороморской части Тимано-Печорского НГБ выделяются нефтегазовые комплексы, аналогичные таковым в его континентальной части: ордовик-нижнедевонский терригенно-карбонатный, среднедевонский преимущественно терригенный, верхнедевонско-нижнекаменноугольный (турнейский) терригенно-карбонатный, каменноугольно-нижнепермский преимущественно карбонатный, верхнепермско-триасовый терригенный, юрский и меловой терригенные. В настоящее время в акватории открыты залежи нефти и газа в четырёх комплексах: нижнедевонском, верхнедевонском, каменноугольно-нижнепермском и верхнепермско-триасовом.

Притоки нефти из нижнедевонского комплекса получены на Приразломном, из верхнедевонского – на Медынморском месторождениях.

В каменноугольно-нижнепермском и верхнепермско-триасовом комплексах выявлено две зоны накопления УВ: газоконденсатно-нефтяная на западе и преимущественно нефтяная на востоке. В первой из них открыты месторождения Песчаноозёрское, Колгуевское, Таркское, Северо-Гуляевское, а во второй – Приразломное, Медынморское и Варандейморское.

Предполагается, что верхнедевонско-нижнекаменноугольные и каменноугольно-пермские отложения Печоро-Колвинского авлакогена представлены барьерными рифами и биогермными постройками в зарифовом пространстве, в которых можно ожидать наличие крупных ловушек УВ. В Варандей-Адзвинской структурной зоне в нижнедевонских карбонатных отложениях можно прогнозировать наличие залежей нефти хорошего качества, аналогичной по составу таковым месторождений сухопутной части (им. Требса, Варандейское, Наульское). Подобного типа нефти уже открыты на месторождении Варандей-море.

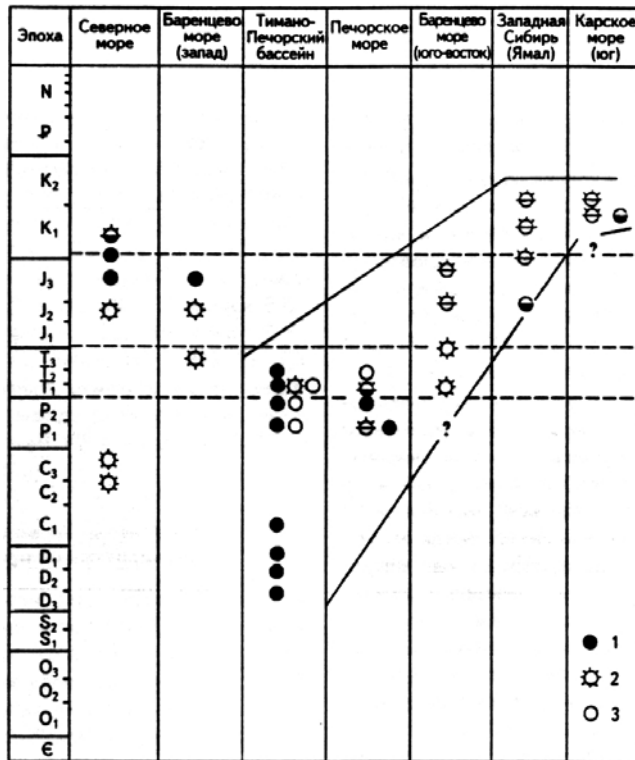


Рис. 24.2. Стратиграфический диапазон распределения нефтегазоносности в Баренцево-Карском регионе и сопредельных областях (по Э.В. Шитлову и Р.Р. Мурзину, 2001):
 1 – нефть; 2 – газ; 3 – газоконденсат

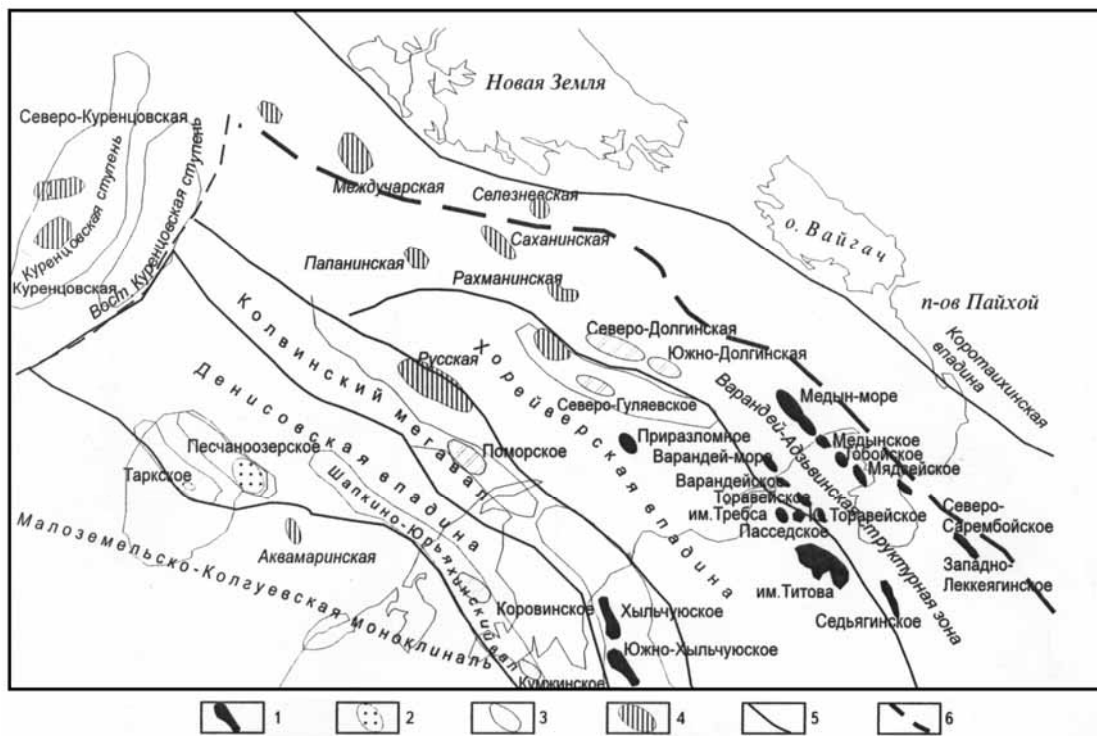


Рис. 24.3. Схематическая карта структур и месторождений УВ в Печорском море (по Т.А. Кирюхиной и А.В. Ступаковой, 2001):
 1–3 – месторождения: 1 – нефтяные, 2 – газовые, 3 – газоконденсатные; 4 – разведанные структуры; 5 – границы тектонических структур; 6 – Предуральско-Предновоземельский краевой прогиб

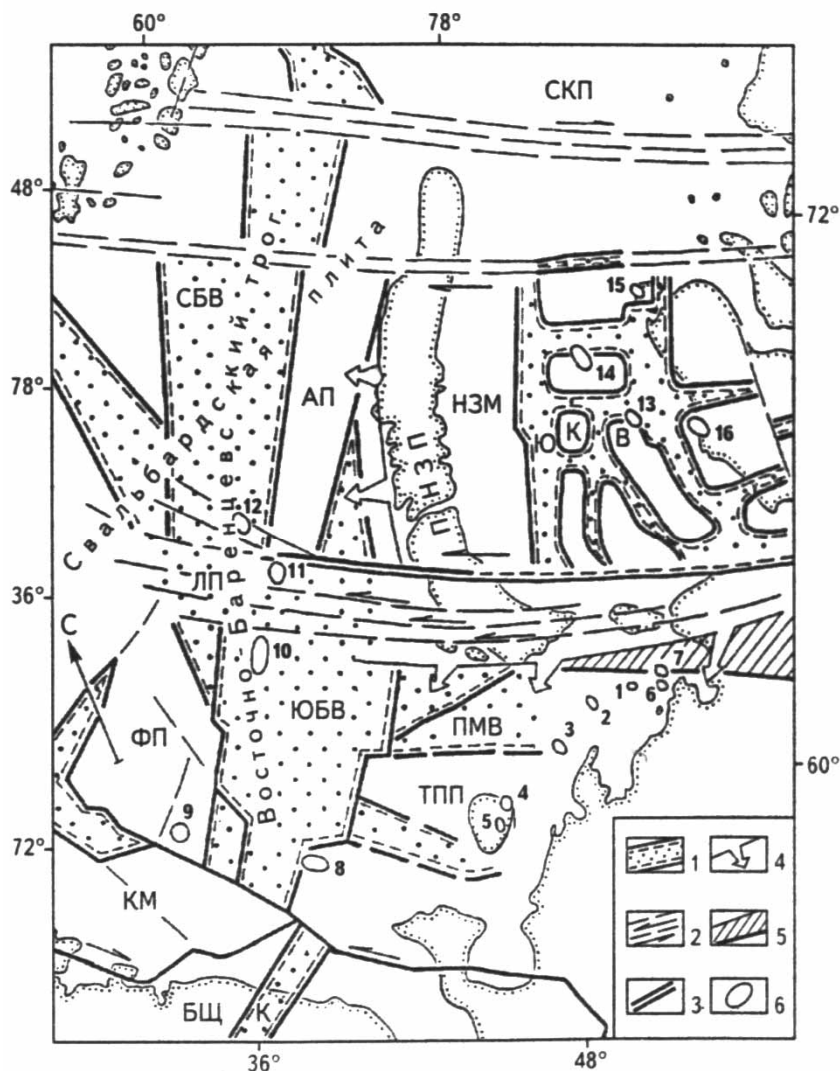


Рис. 24.4. Размещение месторождения УВ относительно рифтогенных структур в Баренцево-Карском регионе (по Э.В. Шипилову и Р.Р. Мурзину, 2001):

1 – структуры растяжения земной коры – рифты и грабены; 2 – нарушения и их зоны; 3 – Байдарацкий глубинный разлом; 4 – сегменты Предновоземельской зоны дислокаций; 5 – Кортаихинский прогиб; 6 – месторождения УВ (1 – Приразломное. 2 – Северо-Гуляевское. 3 – Поморское. 4 – Песчаноозерское. 5 – Ижмжа-Таркское. 6 – Варандей-море. 7 – Медын-море. 8 – Мурманское. 9 – Северо-Кильдинское, 10 – Штокмановское. 11 – Ледовое. 12 – Лудловское. 13 – Ленинградское. 14 – Русановское. 15 – Белоостровское); 16 – Харасавейские тектонические элементы (СКП – Северо-Карская плита. СБВ – Северо-Баренцевская впадина. ЮБВ – Южно-Баренцевская впадина. ЛПП – Лудловская перемычка. АП – Адмиралтейское поднятие (горст). ФП – Федынского (Финмаркенское) поднятие. ТПП – Тимано-Печорская плита. ПМВ – Печороморская впадина. КМ – Кольская моноклираль. БШ – Балтийский щит. К – Кольский рифт. ПНЗП – Пайхой-Новоземельский складчато-надвиговой пояс. НЗМ – Новоземельская микроплита. ЮКВ – Южно-Карская впадина)

Северо-Гуляевское крупное нефтегазовое месторождение находится в пределах Гуляевского вала (рис. 24.1, 24.3). На месторождении известны две залежи. Нефтяная залежь располагается в терригенных отложениях верхней перми, где коллектором являются мелкозернистые песчаники с пропластками алевролитов и аргиллитов, а покрышка представлена толщей нижнетриасовых аргиллитов. Залежь крупная, нефть тяжёлая, сернистая. Газоконденсатная залежь приурочена к мелкокристаллическим пористым известнякам нижней перми. Покрышкой залежи являются артинско-кунгурские аргиллиты.

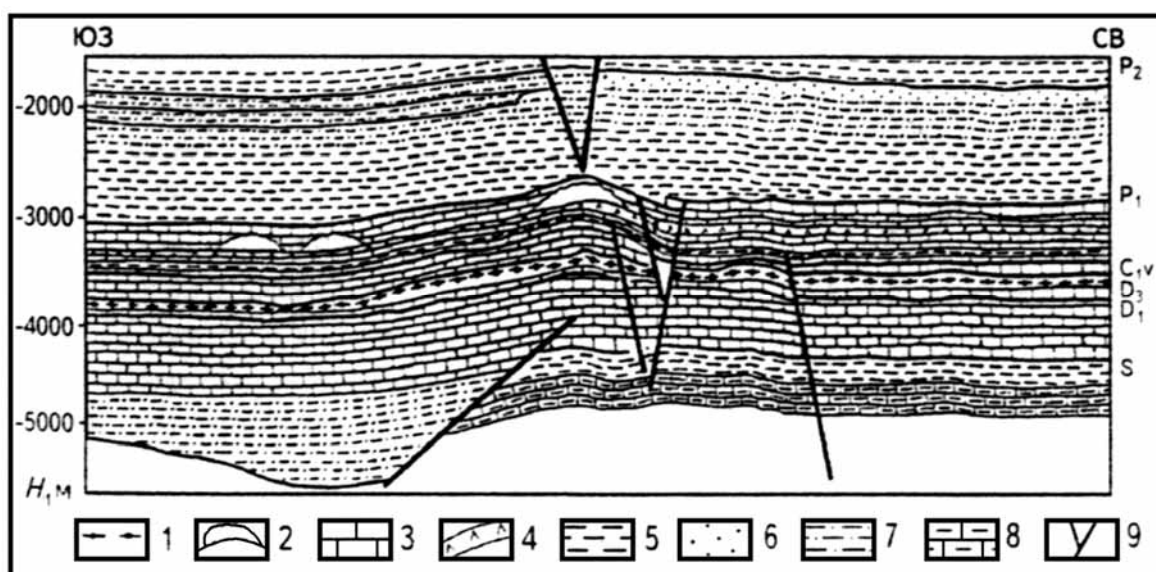


Рис. 24.5. Сейсмогеологический разрез Поморского газоконденсатного месторождения (по Э.В. Шипилову и Р.Р. Мурзину, 2001):

1 – доманик; 2 – рифы; 3 – карбонаты; 4 – кавернозные известняки; 5 – аргиллиты; 6 – песчаники; 7 – глинистые песчаники; 8 – глинистые известняки; 9 – тектонические нарушения

Приразломное крупное нефтяное месторождение (рис. 24.6) расположено в юго-восточной части Печорского моря на продолжении Варандей-Адзьвинского авлакогена. Ловушка представляет собой поднятие асимметричного профиля, ограниченная с юго-запада взбросом. Две залежи нефти приурочены к пермско-каменноугольным отложениям, где коллекторами выступают кавернозно-пористые рифовые известняки. Региональным флюидоупором служат аргиллиты артинско-кунгурского возраста. Залежи содержат тяжёлую нефть с высокой концентрацией серы.

Нефтяные месторождения Варандей-море и Медын-море (рис. 24.7) связаны с карбонатными толщами палеозойского возраста.

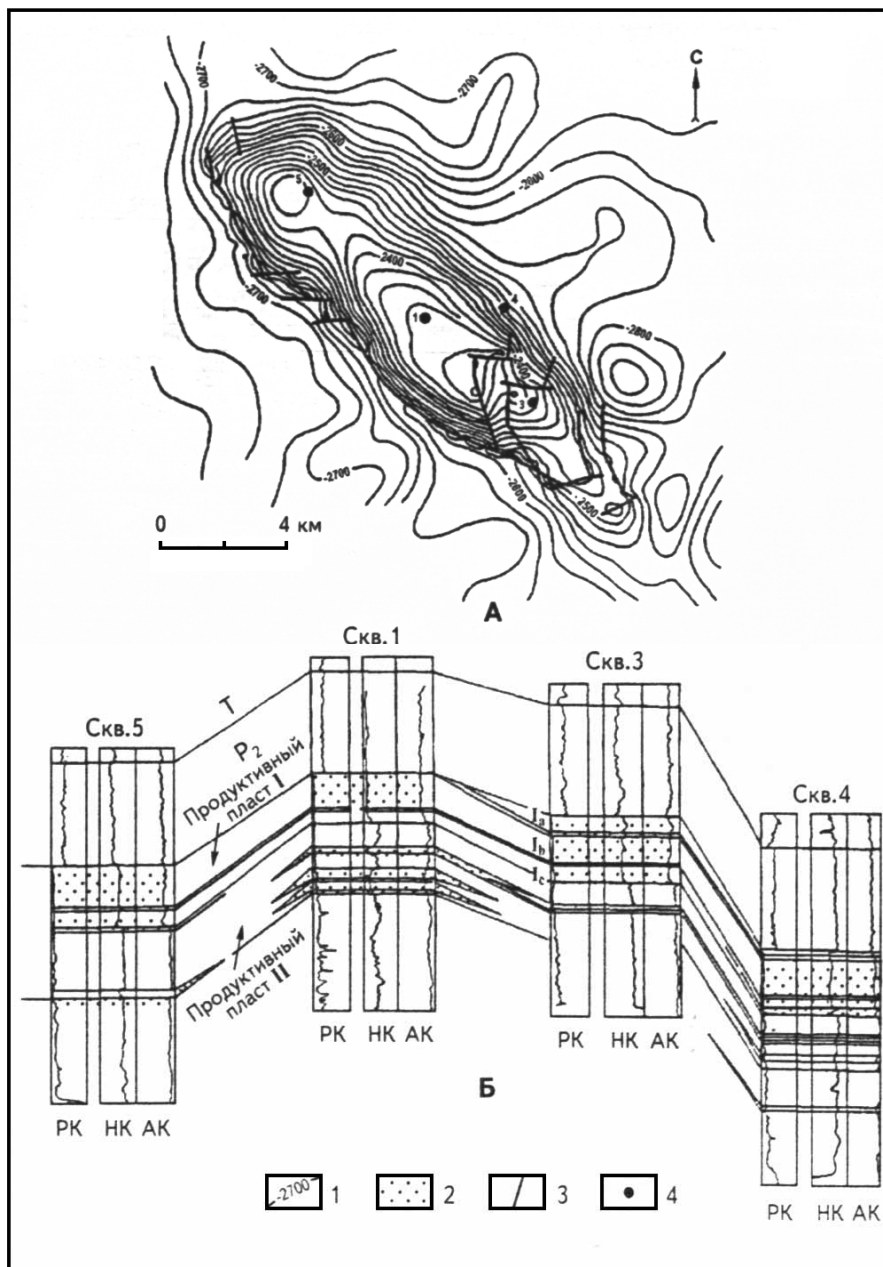


Рис. 24.6. Структурная карта кровли продуктивного пласта 1 (А) и схема корреляции продуктивных отложений Приразломного нефтяного месторождения (Б) (по Б.А. Никитину и И.И. Хвелчук, 1997): 1 – изогипсы, м; 2 – нефтесодержащие породы (карбонаты пермско-каменноугольного возраста); 3 – разломы; 4 – разведочные скважины

Южно-Баренцевский бассейн захватывает южную часть Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Он расположен в сложном тектоническом узле, сопрягаясь с Западно-Колгуевским (Варангерским) и Печоро-Колвинским (Печороморским) палеорифтами и Кармакульским прогибом, разделяющим орогенную структуру Новой Земли. Восточный борт бассейна осложнён сублинейными взбросо-надвиговыми структурами и

чешуями. Земная кора бассейна имеет утонённый рифтогенный характер. Здесь открыты Мурманское и Северо-Кильдинское газовые, Штокмановское, Ледовое и Лудловское газоконденсатные месторождения. Первые два расположены по юго-западной, а остальные – по северной периферии бассейна в пределах бортовых или прибортовых зон. Продуктивными являются триасовые и юрские комплексы, нефтематеринскими – отложения пермотриаса.

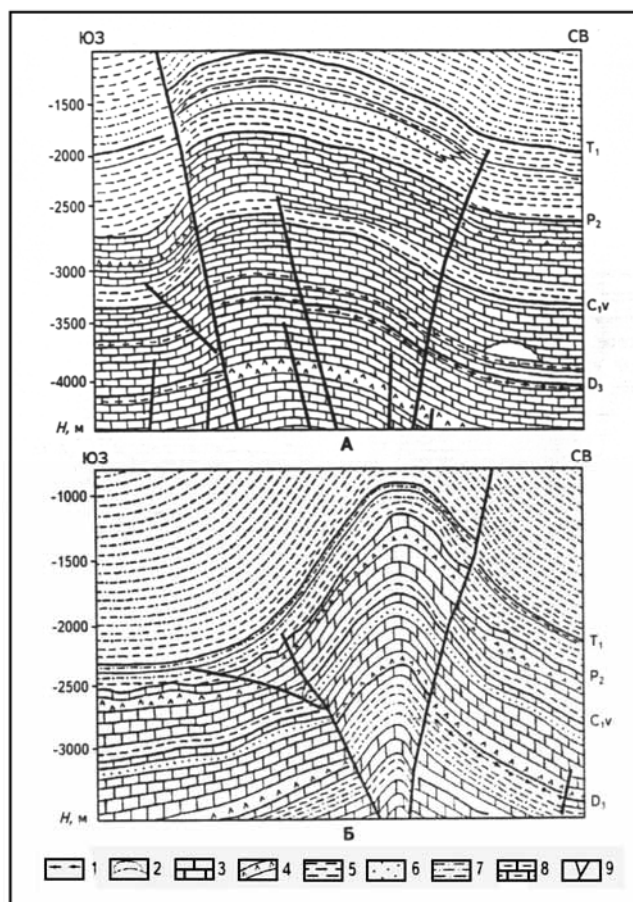


Рис. 24.7. Структуры нефтяных месторождений Варандей-море (А) и Медын-море (Б) (по материалам треста СМНГ) (Шипилов, Мурзин, 2001): 1 – доманик; 2 – рифы; 3 – карбонаты; 4 – кавернозные известняки; 5 – аргиллиты; 6 – песчаники; 7 – глинистые песчаники; 8 – глинистые известняки; 9 – тектонические нарушения

Мурманское крупное газовое месторождение (рис. 24.8) приурочено к локальному структурному поднятию, сформировавшемуся над системой нарушений юго-западного борта бассейна. Месторождение имеет сложное многопластовое строение и содержит около 20 продуктивных литологически экранированных пластов песчаников ранне-среднетриасового возраста. Большинство залежей выклиниваются в сводовой части

структурного поднятия. Газ по составу метановый с низким содержанием неуглеводородных компонентов.

Штокмановское уникальное по запасам газоконденсатное месторождение расположено на прибортовой террасе в северо-западной окраинной части бассейна. Поисковое бурение на Штокмановской площади начато в 1988 г. и по 2006 г. пробурено 7 скважин, на забое которых вскрыты отложения верхнего триаса и средней юры. Установлена газоносность четырёх пластов Ю₀, Ю₁, Ю₂ и Ю₃. Основные продуктивные пласты Ю₀ и Ю₁ выдержаны по толщине и в среднем соответственно составляют 73.6 и 78.3 м (рис. 24.9).

Газовые залежи содержат незначительное количество конденсата.

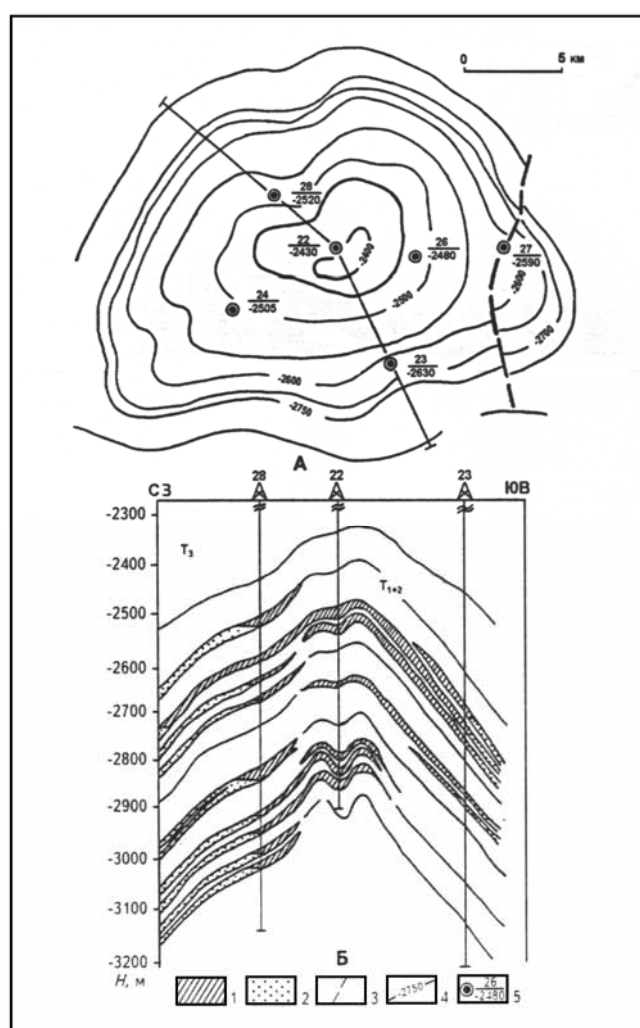


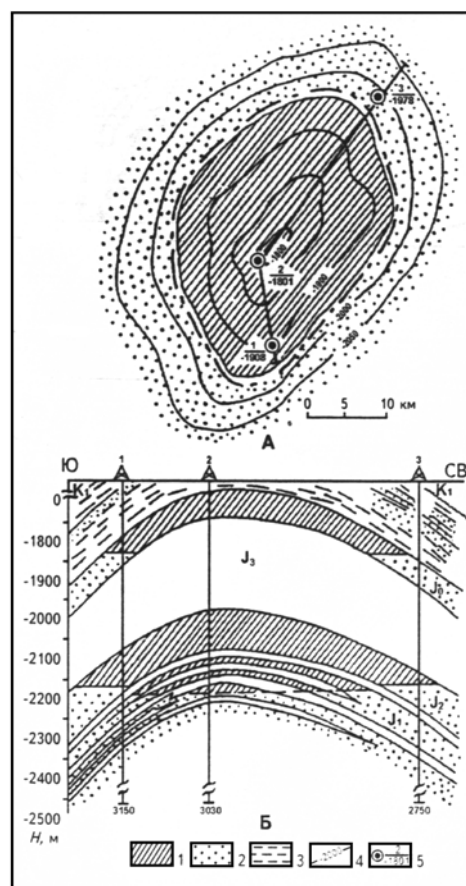
Рис. 24.8. Структура Мурманского газового месторождения в плане (А) и разрезе (Б) (по Э.В. Шитлову и Р.Р. Мурзину, 2001):
 1 – газ; 2 – песчаники; 3 – разломы; 4 – изогипсы кровли продуктивных отложений;
 м: 5 – скважина: числитель – номер, знаменатель – глубина кровли продуктивной
 толщи, м

Коллекторами газовых залежей являются мелкозернистые алевро-тистые песчаники с прослоями песчанистых алевролитов. Региональным флюидоупором для верхней залежи месторождения служат глинистые образования позднеюрско-раннемелового возраста. Строение месторождения осложнено рядом мелких нарушений.

Южно-Карский бассейн располагается на морском продолжении Западно-Сибирской палеорифтовой системы. Здесь открыты Ленинградское и Русановское газоконденсатные и Белоостровское газоконденсатно-нефтяное месторождения, залегающие в неоком-аптских и альб-сеноманских отложениях. В пределах бассейна меловые отложения могут быть и нефтеносными, что подтверждают результаты бурения на о. Белый, где кроме газоконденсата были получены притоки нефти. Продуктивными являются и отложения юрского комплекса, в которых на прибрежно-морском Харасавейском месторождении открыта залежь газоконденсата. Считается, что материнскими породами являются юрские битуминозные глины (бажениты) и меловые угленосные отложения.

Рис. 24.9. Строение Штокмановского газоконденсатного месторождения в плане (А) и разрезе (Б) (по Э.В. Шипилову и Р.Р. Мурзину, 2001):

1 – газ; 2 – песчаники; 3 – аргиллиты; 4 – изолинии кровли продуктивных отложений, м; 5 – скважина: числитель – номер, знаменатель – глубина кровли продуктивной толщи, м



Русановское уникальное газоконденсатное месторождение (рис. 24.10) локализовано в терригенных отложениях танопчинской свиты неоком-аптского комплекса и содержит семь пластовых сводовых залежей газоконденсата. Коллекторы представлены преимущественно алевритистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов и характеризуются пространственной неоднородностью. Промежуточными покрывками между залежами являются аргиллиты, региональным флюидоупором служат альбские аргиллиты. Газ по составу метановый с незначительным содержанием конденсата.

Общей региональной закономерностью в размещении и строении НГБ в западной части Российской Арктики в направлениях с запада на восток и с юга на север является омоложение стратиграфического диапозона установленной продуктивности в акваториальных бассейнах при одновременной смене преобладающего состава УВ от нефти до газоконденсата. Вместе с тем, устанавливается отчётливая связь нефтегазности с рифтогенными системами, аналогичная той, что имеет место в Северном море, а на суше – в Западно-Сибирском и Тимано-Печорском регионах.

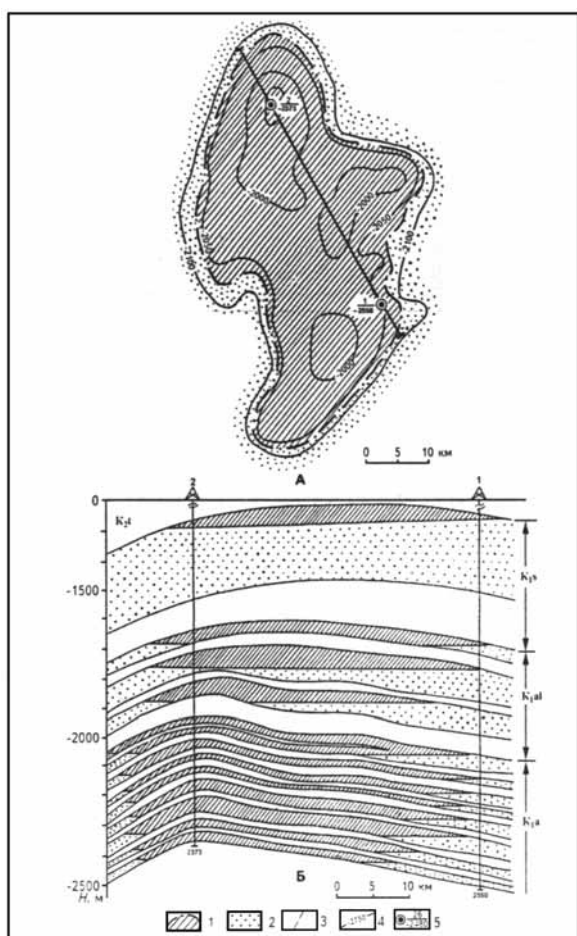


Рис. 24.10. Строение Русановского газоконденсатного месторождения в плане (А) и разрезе (Б) (по Э.В. Шипилову и Г.Г. Мурзину, 2001): 1 – газ; 2 – песчаники; 3 – разломы; 4 – изогипсы кровли продуктивных отложений; м: 5 – скважина: числитель – номер, знаменатель – глубина кровли продуктивной толщи, м

Перспективными на поиски месторождений УВ-сырья являются и более северные районы Баренцево-Карского шельфа. Здесь в Ладинском поднятии в южной части желоба Франц-Виктория выявлены прямые геохимические признаки нефтегазоносности палеозойских отложений (Шкатов и др., 2001), что обуславливает необходимость постановки специальных исследований в пределах архипелага Земля Франца-Иосифа и сопредельных акваторий.

Вопросы для самоконтроля

1. Назвать основные месторождения нефти и газа Арктического шельфа России.
2. Указать стратиграфические уровни локализации нефтегазовых месторождений на шельфе Арктических морей России.

ГЛАВА 25. ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ НЕФТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В пределах Западной Сибири и, в частности, Томской области известны месторождения нефти в палеозойских органогенно-обломочных и брекчированных (трещиноватых) известняках на Солоновском, Мыльджинском, Лугинецком, Арчинском, Останинском и Чкаловском, Северо-Калиновом, Калиновом, Герасимовском и Нижнетабаганском месторождениях, в доломитах – на Северо-Останинском и Урманском нефтяных месторождениях и газоконденсатном Чкаловском месторождении, в органогенных силицилитах – на Герасимовском и Северо-Останинском месторождениях, в переслаивающихся органогенных силицилитах, аргиллитах и известняках – на Северо-Калиновом и Герасимовском месторождениях

Проведённые В.И. Красновым и Л.Г. Перегоедовым (2007) обобщения указывают на широкий возрастной и стратиграфический диапазон распространения промышленных залежей УВ в палеозойских толщах Западной Сибири и, в частности, в её юго-восточной части в Нюрольском и Варьеганском структурно-фациальных районах (рис. 25.1).

Наиболее древними, вмещающими промышленные скопления нефти и газа, являются силурийские отложения на Северо-Останинской и Малоичской площадях. Северо-Останинская газонефтяная залежь приурочена к структурно-тектоническому блоку в зоне сочленения Нюрольского грабена и Пудинского мегавала. Породы, из которых получены притоки, представлены доломитизированными известняками и доломитами с органогенной и органогенно-обломочной структурой. Из скважин 5 и 7 получены притоки нефти (до 33 м³/сут) и газа (до 224 тыс. м³/сут). Нефти Северо-Останинского месторождения лёгкие, содержание асфальтенов и смол низкое, концентрация парафина 8.6–13.0%.

В нижнедевонских толщах выявлена нефтяная залежь на Солоновской площади. Здесь из глинистых известняков армичевской свиты в скважине 42 получены притоки нефти (до 51.0 м³/сут) и газа (до 4.1 тыс. м³/сут). На Южно-Тамбаевской площади из верхнеэмских из-

вестняков надеждинской свиты дебит нефти достигал 61.6 м³/сут, а газа – 62.2 тыс. м³/сут.

В средне- верхнедевонских глинистых и доломитизированных известняках чузиковской свиты, содержащих прослой песчаников и аргиллитов, на Чкаловской площади в скважине 2 дебит газа достигал 85.8 тыс. м³/сут. Эти отложения нефтегазоносны и в пределах Верхне-Комбарского выступа. Нефтегазоносными являются среднедевонские биоморфные известняки герасимовской свиты на Арчинском выступе, где скважинами 40 и 41 вскрыты газоконденсатные и нефтяные залежи с дебитом нефти до 19.2 м³/сут и газа до 23.5 тыс. м³/сут и газоконденсата до 506 тыс. м³/сут. В этой же свите скважиной Северо-Калиновая-26 вскрыта нефтяная залежь с газовой шапкой. Они приурочены к выступу, сводовая часть которого сложена органогенными известняками и кремнисто-глинистыми отложениями верхнедевонской чагинской свиты, заполненной на Северо-Калиновом месторождении практически на всю мощность углеводородами с дебитами нефти до 123.5 м³/сут и газа – до 26.2 тыс. м³/сут. Нефть лёгкая, содержание смол 1.7–9.0%, асфальтенов – 0.15–3.35%, парафина – 1.7–5.8%.

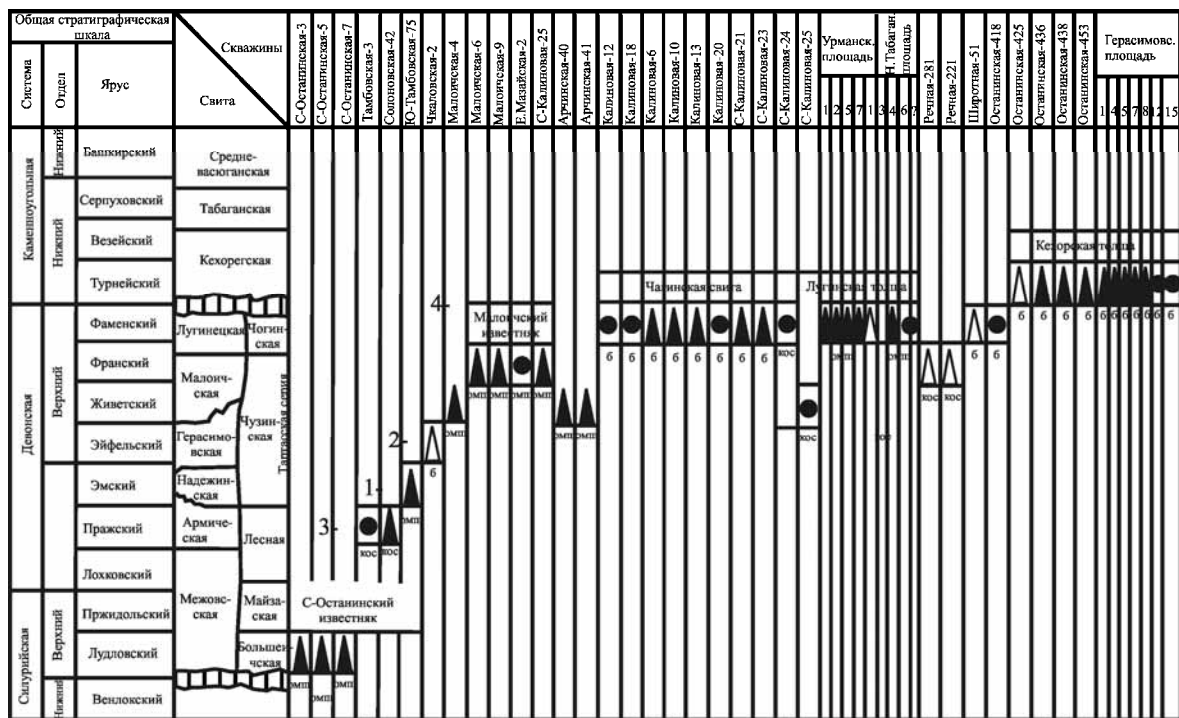


Рис. 25.1. Распределение нефтегазопроявлений в литостратиграфических подразделениях палеозоя, выходящих на эрозионно-тектоническую поверхность Нюрольской структурно-фациальной зоны (по В.И. Краснову и Л.Г. Перегоедову, 2007):

1 – нефть, 2 – газ, 3 – газоконденсат, 4 – границы литофаций; комплексы осадков: омш – мелководного шельфа, кос – склона, б – глубоководные осадки

Фран-фаменские известняки лугинецкой свиты продуктивны на Урманском и Нижнее-Табаганском выступах. Урманский выступ сложен доломитизированными, кавернозными органогенными и органогенно-обломочными известняками с залежами бокситов в карстовых углублениях. Из скважины 11 здесь получено нефти 129.6 м³/сут и газа 33 тыс. м³/сут. На Нижне-Табаганском выступе нефтяная залежь находится в органогенно-обломочных известняках лугинецкой свиты, из которой получены притоки нефти до 11.3 м³/сут и газа – до 41.0 тыс. м³/сут. Здесь же в скважине 3 из доломитизированных известняков среднедевонской герасимовской свиты получен пульсирующий приток нефти с дебитом до 150 м³/сут и газа – до 100 тыс. м³/сут, а из скважины 281 – конденсат с дебитом 44.6 м³/сут и газ – 31 тыс. м³/сут.

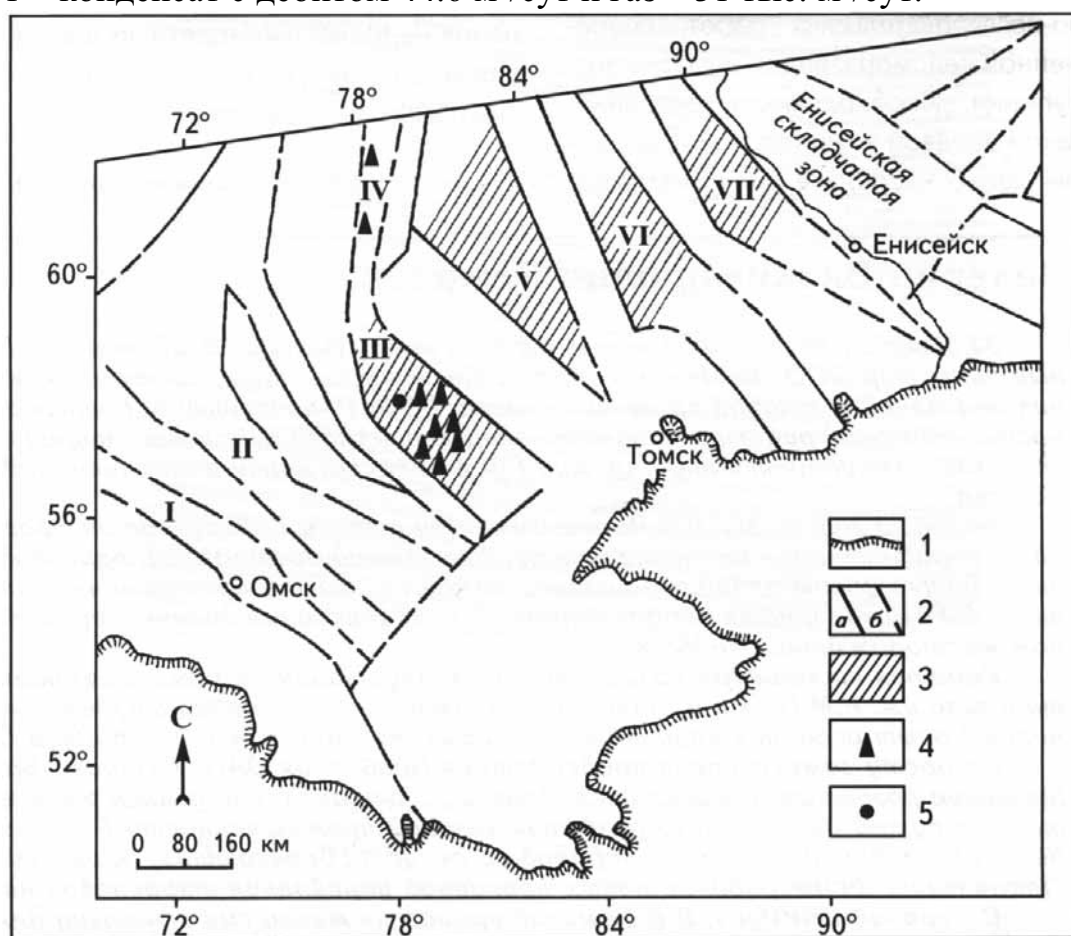


Рис. 25.2. Положение нефтегазовых месторождений в палеозойских отложениях Нюрольской рифтовой зоны (по В.А. Бененсон и др., 2001): 1 – границы распространения доюрских пород на дневной поверхности, 2 – выявленные (а) и предполагаемые (б) разломные нарушения; 3 – палеорифтовые зоны; 4 – нефтегазовые месторождения в палеозойских отложениях; 5 – местоположение Еллей-Игайского участка развития рифовых ловушек. Палеорифтовые зоны: I – Омская, II – Тарско-Муромцевская, III – Нюрльская, IV – Колтогорская, V – Усть-Тымская, VI – Тымская, VII – Касско-Дубчесская

Нефтегазоносными являются и каменноугольные отложения кехорегской свиты. Промышленные залежи УВ известны на Останинской площади, где из скважины 438 и 425 получены, соответственно, притоки нефти до 72 м³/сут и газа до 63.0 тыс. м³/сут. В этой же свите на Герасимовской площади в скважине 8 дебит нефти достигал 142.1 м³/сут, газа – 97.0 тыс. м³/сут, а из скважины 4 получен газоконденсат с дебитом 130.0 м³/сут.

В бортовой зоне Нюрольского палеорифта на Лавровском выступе в пределах Еллей-Игайской площади из девонских терригенных известняков в скважине П-2 также получены притоки нефти, газа и воды (рис. 25.2).

Анализ сейсмических материалов по данной площади показал наличие в разрезе доюрских отложений девяти (нумерация сверху вниз) квазисинхронных сейсмостратиграфических комплексов (Бененсон, Карапузов, Косова, 2001).

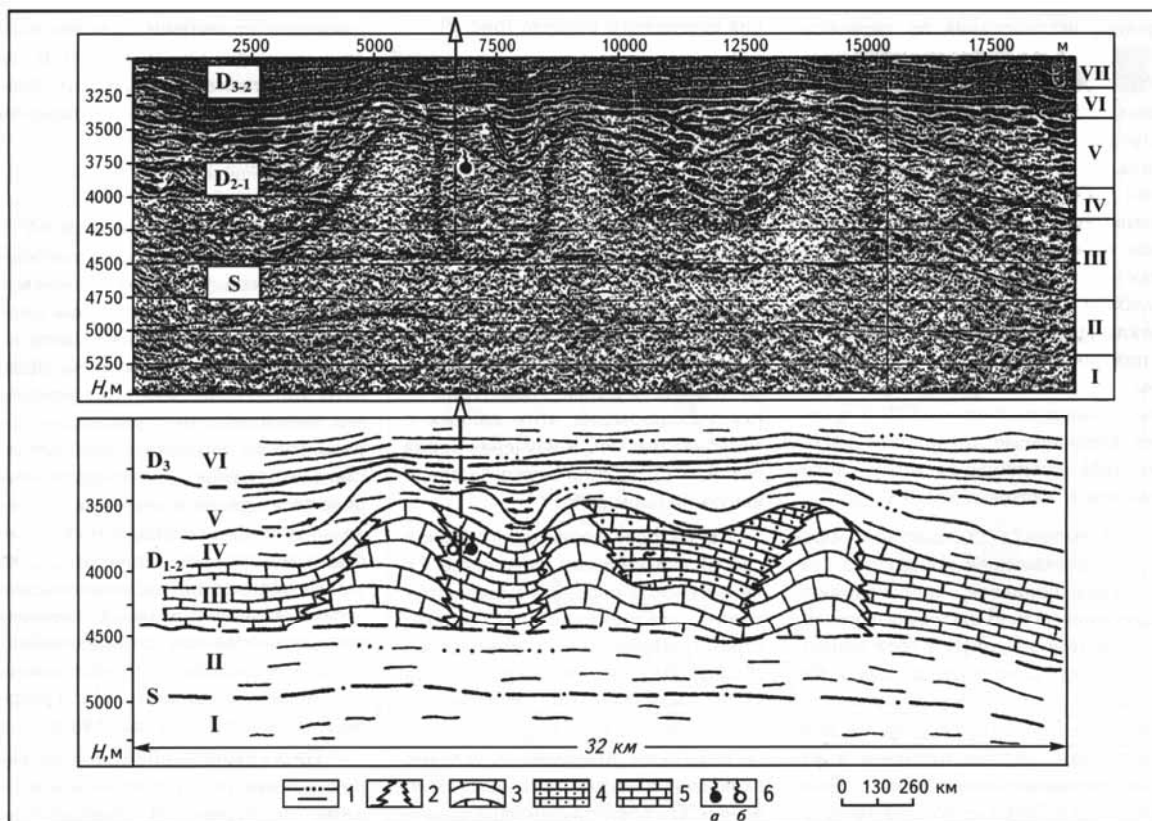


Рис. 25.3. Глубинный сейсмический разрез и его геологическая интерпретация по профилю МОГТ-19-91 Еллей-Игайской площади

(по В.А. Бененсон и др., 2001):

1 – отражающие горизонты; 2 – биогермные постройки; 3–5 – сейсмofации: 3 – биогермные; 4 – внутририфтовой лагуны; 5 – межрифтовые терригенные известняки; 6 – притоки нефти (а) и газа (б)

Верхние (6–9) комплексы интерпретируются в качестве покровных сравнительно выдержанных по мощности отложений. Комплексы 6–8 сложены органогенными и доломитизированными известняками позднего-среднего девона. Комплексы 3–5 отличаются чётко выраженными поверхностями несогласия в пограничных участках, что подтверждается заметными колебаниями их мощностей (рис. 25.3). Комплекс 5 сложен биодетритусовыми амфипоровыми и доломитизированными известняками. В его подошве залегают базальные конгломераты, фиксирующие перерыв в осадконакоплении на границе с подстилающим комплексом 6. Сокращение мощности комплекса 4 происходит как за счёт стратиграфического срезания верхних его подразделений, так и подошвенного прилегания нижних сейсмических фаз. В самом комплексе преобладают биодетритовые известняки с девонскими фораминиферами.

Наибольший интерес представляет комплекс 3. Он отличается выпуклообразной кровлей, субгоризонтальной подошвой и сложен глинистыми биодетритусовыми известняками в верхней части и органогенными – в нижней, что позволяет с учётом особенностей рисунка сейсмической записи выделить рифовые и межрифовые сейсмофации. Биогермная сейсмофация характеризуется бугристыми внешними контурами и слабоинтенсивными хаотическими отражениями внутри контура (рис. 25.3). Сейсмофация внутририфовой лагуны отличается внешними контурами, интенсивно прерывистыми отражениями при общей тенденции к субгоризонтальному простираению (рис. 25.3). Сейсмофация межрифовых терригенных известняков характеризуется прогнутыми внешними контурами, более интенсивными и выдержанными горизонтами и сокращением мощности по сравнению с синхронной биогермной сейсмофацией. Выделенные 3–5 комплексы по результатам изучения органических остатков (Юферов, Богуш, Дубатов и др., 1981, 1984) датируются ранне- среднедевонским возрастом.

Комплексы 1 и 2 прослеживаются менее уверенно и условно датируются силуром.

Полученные материалы позволили создать геологическую модель месторождения, включающую два биогермных тела (рис. 25.4). Западное карбонатное тело представляет собой столбчатую постройку овальной формы, а восточное, имеющее в плане изометрично-округлую форму, окаймляет лагунную фацию, сформировавшуюся на цоколе карбонатной постройки. Выделенные биогермные постройки отражаются в структуре перекрывающих комплексов. В скважине П-2, пробуренной вблизи западного рифа и вскрывшей межрифовую фацию, получен приток нефти, газа и воды. В.А. Бененсоном и др. (2001) рекомендуется

пробурить скважину в вершинной части рифовой ловушки, где могла бы быть вскрыта нефтегазовая залежь.

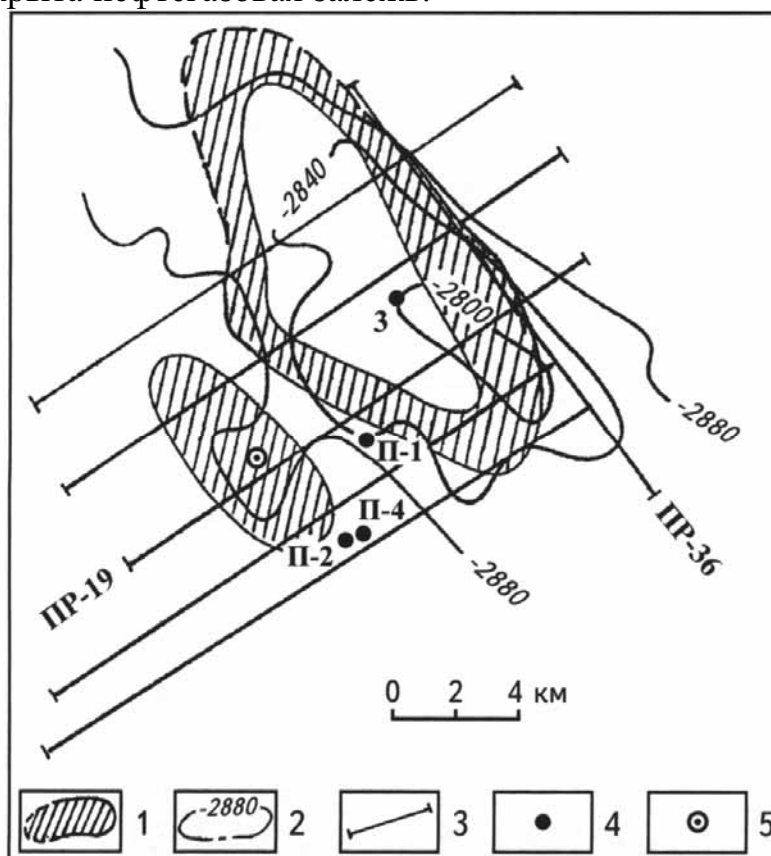


Рис. 25.4. Схематическая карта рифовых ловушек в нижне-среднедевонских отложениях Еллей-Игайской площади (по В.А. Бенненсон и др., 2001):
 1 – биогермное тело; 2 – изогипсы по кровле переходного структурного комплекса;
 3 – разрезы МОГТ, претерпевшие переработку; 4 – скважины; 5 – скважина, рекомендуемая к бурению

В.С. Славкиным и др. (2001) на Еллей-Игайской площади выделяются нижнедевонская рифогенно-вулканогенная толща, нижне-среднедевонский рифогенный комплекс и средне-верхнедевонская глинисто-вулканокластическо-карбонатная толща. Нижнедевонская толща рассматривается в качестве эродированных ядер вулканов центрального типа, где, возможно, эпизодически существовала островная суша. Такие ядра окаймлялись рифовыми постройками и обрамляющими последние обломочными карбонатными шлейфами. Нижне-среднедевонский комплекс интерпретируется в качестве линзовидно-пластового биостромово-эффузивного наслаивания на нижнедевонские образования, содержащего отдельные атоллы. Средне-верхнедевонская толща слагает линзовидно-пластовые тела, продуктивность которых подтверждается притоком нефти ($1.84 \text{ м}^3/\text{сут}$), газа ($38.7 \text{ м}^3/\text{сут}$) и пластовой воды в скв. 2.

Девонские отложения Еллей-Игайской площади, как и всей зоны Лавровского выступа, отличаются слабой раздробленностью и умеренным уровнем преобразованности содержащегося в них ОВ (жирная стадия). В.А. Бененсоном и др. (2001) рифовые ловушки на Еллей-Игайской площади рассматриваются в качестве высокоперспективных нефтегазопроисловых объектов в девонских отложениях Нюрольского рифта.

В пределах Урманской площади, которая рассматривается В.С. Славкиным и др. (2001) как нижнекаменноугольная карбонатная банка биогенного происхождения, перекрывающая более древнюю верхнедевонскую карбонатную банку, фиксируются продукты выветривания, физической фрагментации и цементации. В корах выветривания скважинами Р-4 и Р-10 вскрыты высокопористые аллитные, кремнистые мало-железистые и бокситсодержащие отложения. Из скважин Р-1, Р-10 и Р-11 получены притоки нефти до 200 м³/сут. Здесь же установлены фации волноприбойной зоны, доломитовой себхи, прибрежных лагун на склоне и у подножия банки, карбонатного шельфа. Из карбонатных толщ этих фаций получены притоки нефти до 22 м³/сут и воды – до 183 м³/сут.

Приведённый обзор позволяет сделать следующие выводы.

1. Залежи УВ в палеозойских толщах Западной Сибири приурочены к отложениям широкого стратиграфического диапазона, где продуктивными являются, главным образом, органогенные и органогенно-обломочные рифогенные известняки и глинисто-кремнисто-карбонатные породы с коллекторами кавернозно-трещинно-порового типа.

2. Наибольшее количество притоков УВ получено из девонских герасимовской и лугинецкой, и кехорегской нижнекаменноугольной свит.

3. Дебит залежей в палеозойских толщах варьирует от преимущественно мелких до среднедебитных и очень редко высокодебитных, залежи нефти характеризуются повышенной газонасыщенностью.

4. Залежи нефти и газа в палеозойских образованиях в основном приурочены к выступам, образующим пологие брахиантиклинальные складки, и относятся преимущественно к структурно-стратиграфическому типу.

5. Будущие открытия новых месторождений УВ, безусловно, будут связаны и с палеозойским комплексом. При этом вряд ли целесообразно связывать выявленные месторождения лишь с зоной дезинтеграции, считая, что нефть и газ в палеозойские толщи мигрирует из мезозойских нефтематеринских отложений.

Вопросы для самоконтроля

1. Указать стратиграфические уровни приуроченности залежей углеводородного сырья в палеозойских толщах Томской области.

2. Назвать типы ловушек нефти и газа в палеозое Западной Сибири.

ГЛАВА 26. ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА УГЛЕВОДОРОДНОГО СЫРЬЯ

Проблемы органического или неорганического происхождения нефти и природного газа служат предметом дискуссий на протяжении по меньшей мере двух столетий и всё ещё далеки от своего разрешения.

Органическая или осадочно-миграционная теория, разработанная Н.Б. Вассоевичем (1974, 1975), предусматривает образование нефти абиогенным путём, но источником её считается органическое вещество (ОВ) или кероген, захоронённый в процессе осадконакопления. Его потенциал закладывается в живом веществе, формируется в диагенезе, реализуется в мезокатагенезе.

В конце 60-х гг. прошлого века трудами Н.Б. Вассоевича, С.Г. Неручева, А.А. Трофимука, А.Э. Контаровича и др. была разработана концепция о главных фазах нефте- и газообразования, то есть, теория стадийности нефте- газообразования, базирующаяся на представлениях об определённых стадиях эволюции осадочного бассейна. Согласно концепции, нефть и газ образуются на определённых катагенетических уровнях преобразования УВ. На схеме вертикальной зональности образования УВ. На схеме Е.А. Рагозиной и С.Г. Неручевым (Баженова и др., 2004) резко выделяется пик газогенерации, отвечающий главной зоне газообразования (ГЗГ) (угли К-ПА). Н.Б. Вассоевич и др. (1974) отмечают незначительный пик, соответствующий верхней катагенетической зоне газообразования, а ниже выделяют пик газоконденсатов на МК5 – АК1. По А.Э. Контаровичу, интенсивное газообразование в верхней зоне не уступает ГЗГ, а для сапропелевого ОВ верхнее газообразование является даже более интенсивным.

Большинством исследователей признаётся участие УВ в нефтеобразовании на ранней протогенетической стадии генерации с фоомиранием незрелых тяжёлых нефтей. При этом установлены две группы незрелых нефтей, первая из которых включает нефти, генетически связанные с нормально морскими, относительно глубоководными толщами, содержащими бактериально-фитогенные УВ. Вторая группа объединяет незрелые нефти и конденсаты, генетически связанные с нефтематеринскими толщами, накопившимися в континентальных обстановках и содержащими ОВ, обогащенное резинитом и экзинитом.

Особенностью всех незрелых нефтей является их обогащенность смолисто-асфальтовыми компонентами.

Резкое сокращение содержания смолисто-асфальтовых компонентов происходит к концу протокатагенеза, когда эти липидные компоненты расходуют свою массу на образование летучих (15 %) и жидких (70%) УВ.

Уходу новообразованных жидких продуктов из очага генерации, а также миграции внутри нефтематеринской толщи, способствует огромное количество летучих компонентов (вода и CO_2), генерируемых одновременно с жидкими УВ. Образование УВ из твёрдых компонентов ОВ (керогена и/или асфальтена) происходит с формированием жидкого гетероатомно-углеводородного продукта, который, в свою очередь, генерирует жидкие УВ или остаётся неизменным, образуя залежи незрелых асфальтов. Предполагается, что 40% залежей асфальтов образуется в диагенезе (протокатагенезе).

До сих пор остаётся дискуссионным и недостаточно разработанным вопрос о возможности генерации жидких УВ в угленосных толщах. Наиболее распространена точка зрения, что генерировать нефть может не весь уголь, а только его липоидные компоненты: воски, коровые ткани, споры, кутикула, пыльца, смоляные тела и др.

Нефть и нафтидопроявления известны в угольных бассейнах различного возраста, так же как и в нефтегазовых бассейнах (НГБ) часто присутствуют угольные пласты. Например, Западно-Сибирский НГБ одновременно является крупным угольным бассейном с углями верхнепалеозойского, юрского и мелового возрастов. Наиболее угленосными являются юрская тюменская и покурская меловая свиты.

Мезозойские угли сложены гумусовым и сапропелево-гумусовым ОВ с повышенным содержанием групп витринита и лейптинита. Юрские угли (тюменская свита) характеризуются повышенным содержанием водорода (до 7.3%), что свидетельствует о высоком содержании в них микрокомпонентов группы лейптинита. Это позволяет предполагать, что эти угли могут генерировать не только газообразные, но и жидкие УВ.

Проявления нефтей, вязких и твёрдых нафтидов отмечается во многих угленосных бассейнах, в том числе и в Кузбассе. Для северных районов Кузбасса, где развиты слабометаморфизованные угли марок Д и Г (МК_1 и МК_2), характерно наличие нефтей смолисто-асфальтовых, нафтеновых с небольшим количеством парафинов. В южных районах Кузбасса в полях развития более метаморфизованных углей появляются метановые высокопарафинистые нефти с невысоким содержанием смол и полным отсутствием асфальтонов.

В природных газах Кузбасса повышенная концентрация тяжёлых УВ (этана до 30%, пропана 8–22%, бутана 5–7%) отмечается в областях распространения газовых и жирных углей. Максимальное содержание тяжёлых УВ в угольных газах совпадает с площадями развития нефтепроявлений в пластах углей в зонах тектонических нарушений.

В целом, нефти угольных бассейнов высокопарафинистые, а угли, с которыми пространственно и генетически связаны нефти, характеризуются повышенным содержанием лейптинитовых компонентов (5–35%). Вместе с тем, на примере пермских гумусовых углей бассейнов Купер и Боуэн в Австралии показано, что и инертинит участвует в генерации не только газообразных, но и жидких УВ.

Экспериментальные исследования позволили установить следующую последовательность генерации флюидов из углей. Первым, ещё на ранней стадии (протокатагенез) при температуре 40–60°C инертинит генерирует метан и лёгкие УВ. Группа витринита прекращает генерацию тяжёлых УВ при температуре 80–100°C (стадия МК₁–МК₂). Замыкают этот ряд липоидные компоненты, которые максимально генерируют тяжёлые УВ при температуре 110–140°C (МК₃–МК₄).

Практический интерес, с точки зрения генерации жидких УВ, имеют, очевидно, только угли, обогащённые водородом, то есть угли с повышенным содержанием лейптинитовых компонентов.

Теория органического происхождения нефти и определённой части природных углеводородных газов, то есть происхождения из преобразованных остатков живых организмов (осадочно-миграционная теория), базируется на ряде фактов, основными из которых являются следующие:

1. Наличие в нефтях весьма значительное количество биомаркёров – биологических меток или хемофоссилий, т.е. компонентов и химических структур явно биологического происхождения, сохранившихся в неизменённом или малоизменённом виде. Современными методами в ОВ пород и нефтях определено более 900 различных индивидуальных ОВ. Более половины из них идентифицированы как УВ-биомаркёры, или биометки, т.е. соединения, сохранившие отчётливую структурную связь с исходными биомолекулами.

Основными источниками УВ в природе являются липиды фито-, зоопланктона, бактерий и высших растений. Каждый тип организмов содержит определённую группу биомолекул – предшественников специфических классов и изомеров УВ-биометок. Так, для морского автотонного ОВ характерно преобразование n-алканов состава C₁₅, C₁₇ и C₁₉ – производных пальмитиновой (C₁₆), стеариновой (C₁₈) и других жирных кислот. В этом типе ОВ сравнительно высоки содержания изопреноидов, изо- и антеизоалканов (C_{16–23}), особенно 2-, 3-метилалканов

и 7-метилгептадеканов. Среди стеранов повышены доли холестерина (С31), три- и тетрациклических тритерпанов. Среди аренов преобладают соединения с низкой степенью конденсированности колец – алкилбензолы и нафталины. Примерами нефтей из морских отложений могут служить докембрийские нефти Восточной Сибири, нефти баженовской свиты Западной Сибири и нефти верхнеюрских песчаников Северного моря.

Континентальное аллохтонное ОВ является производным липидов восков, стеролов, кутинитов высших растений. Оно характеризуется преобладанием n-алканов, а среди них УВ состава C_{25} , C_{27} , C_{29} и т.д. Здесь низки содержания изоалканов при относительно повышенной доле тритерпанов, трициклических дитерпанов, олеананов и т.д. Относительно мало стеранов, среди которых преобладает C_{29} . В ароматике широко представлены полиарены типа хризенов, фенантронов, перилена. С ОВ континентального типа связаны палеогеновые и неогеновые нефти Сахалина, дельты р. Нигер, шельфов Аляски и Индонезии.

По составу нефтей определяются окислительно-восстановительные условия диагенеза осадков, что отражается в соотношении изопреноидов пристана (П) и фитана (Ф). Так, значение $П/Ф=0.4-2.0$ свидетельствует о восстановительных и субвосстановительных обстановках, а $П/Ф=2.5-12.0$ указывает на субокислительные обстановки диагенеза.

Установлено ограниченное количество изомеров УВ в нефти, что объясняется их избирательным накоплением в живых организмах. Определена оптическая активность нефтей, отражающая хиральную чистоту биологических систем, что свидетельствует об их генетической связи с биогенным веществом.

Отмечается корреляция состава нефтей конкретных залежей с составом органических компонентов конкретных осадочных толщ, которые могут быть нефтепроизводящими. Вместе с тем, характер распределения биометок в нафтидах зависит от литофациальных особенностей пород. В глинах происходит значительное образование перегруппированных стеранов (диастеранов), а в карбонатных породах эти УВ практически отсутствуют. В бассейнах седиментации с повышенной минерализацией воды под воздействием галофильных бактерий образуются церан и Т-образные имзопреноиды состава C_{20} и C_{25} . Отмечается корреляция сернистости нефти и соответствующих нефтепроизводящих пород, особенно на уровне изотопного состава S, Н и ОВ этих пород. Нефти, находящиеся в глинах баженовской свиты, по биомаркёрам хорошо коррелируются с баженовскими битумоидами той же площади, имеют одинаковые индикаторы морской восстановительной среды.

2. Для генетической диагностики важное значение имеет сопоставление составов различных нефтей между собой. Так, нефти гигантской залежи в гранитоидах вьетнамского месторождения Белый Тигр и нефти в вышележащих олигоценовых горизонтах имеют одинаковое происхождение из палеогеновых толщ.

3. Органическая теория подтверждается флюидо(гидро) геологическими закономерностями, заключающимися в совмещении процессов эмиграции вод и нефтеобразующих УВ из уплотняющихся и преобразующихся осадочных толщ в определенных интервалах глубин и температур, которые получили название главной зоны нефтеобразования (ГЗН). Основную массу жидкостей в нефтегазовом бассейне составляют седименто- и литогенные водные растворы. При этом в глубоких частях бассейнов преобладают слабоминерализованные литогенные растворы главным образом дегидрационного происхождения, выделившиеся под влиянием температурного фактора из преобразующихся глинистых минералов (монмориллонита и др.). Интервал появления в коллекторах литогенных вод, в основном, соответствует ГЗН, фиксируемой положительным скачком концентраций наиболее миграционноспособной и близкой по составу к нефти фракции ОВ глинистых пород. Эмиграция УВ происходит, в основном, вместе с водой.

Гидрогеологическими закономерностями объясняется присутствие залежей нефти и газа в фундаменте НГБ, обусловленное уменьшением давления в фундаменте по сравнению с вышележащими осадочными толщами, что вызывает движение многофазных растворов в зоны пониженного давления в трещиноватом фундаменте, где могут образовываться скопления УВ.

4. Органическая теория подтверждается сравнительным анализом изотопного состава газов (в первую очередь гелия) в нефтяных и газовых залежах. Установленные типовые значения параметра $^3\text{He}/^4\text{He}$ для геосфер, которые в залежах нефти и газа на 2–3 порядка ниже, чем в мантии ($0.3\text{--}1.2 \times 10^{-5}$) и продуктах вулканической деятельности ($n \times 10^{-5}$). Доля гелия мантийного происхождения в залежах ничтожна, что подтверждается изотопными соотношениями и других газов (этана, аргона, азота и др.). Для углерода наблюдается закономерное увеличение отношения $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ с ростом глубины и температуры.

5. Геодинамические закономерности развития осадочных бассейнов, становящихся нефтегазоносными на определённых этапах своего развития, совпадают с главными фазами нефте- и газообразования. Статистика размещения по глубине залежей нефти в бассейнах мира свидетельствует о наличии оптимального уровня в 1–3 км, на который приходится до 90% всех запасов нефти. Для глубинного положения очагов

генерации нефти характерен разброс от 2 до 10 км. Таким образом, уровни максимальной нефтеносности либо совпадают, либо (чаще всего) располагаются выше очагов генерации нефти, т.е. существует возможность нефтенакопления за счёт находящихся ниже очагов генерации нефти. По характеру генерации нефти Б.А. Соколов выделяет нефтегазоносные бассейны непрерывного и «лавиного» прохождения главной фазы нефтеобразования. Те НГБ, где на процессы нефтегазообразования приходится наибольшая часть истории развития бассейна, являются более богатыми (Западно-Сибирский, Южно-Каспийский НГБ, бассейн Персидского залива), чем другие типы.

Приведённые факты приводят к неизбежному заключению о верности осадочно-миграционной теории нефтегазообразования, сформулированной в общих чертах ещё Н.Б. Вассовичем (1974, 1975).

Неорганическая концепция происхождения нефти и газа в основном базируется на экспериментальных исследованиях и находках УВ в магматических породах

Еще в 1877 г. Д.И. Менделеев выдвинул концепцию минерального образования нефти (карбидная гипотеза), в соответствии с которой нефть может образовываться в глубоких недрах Земли в результате воздействия воды на углеродистые металлы-карбиды. В 1889 г. проф. В.Д. Соколовым была предложена гипотеза о космическом происхождении нефти, базирующаяся на данных о присутствии УВ в метеоритах, кометах и других космических телах. Среди гипотез неорганического происхождения нефти известны концепции синтеза УВ из магмы (Н.А. Кудрявцев), из глубоких зон земной коры (И.В. Гринберг) или из астеносферы (Э.Б. Чекалюк).

В основе современной теории абиогенного происхождения нефти лежит реакция Фишера – Тропша, объясняющая каталитический синтез углеводородов из окислов углерода и водорода, что хорошо освоено химической промышленностью. Эти реакции протекают при температуре 150–300⁰ при обязательном присутствии катализаторов (кобальта, никеля, платины и др.). Но при этом необходимо строго нормированное соотношение компонентов в системе, что в природных условиях маловероятно. В процессе реакции при разных условиях могут образовываться n-алканы, олефины, в незначительных количествах изоалканы и ароматические УВ, но ни изопреноиды, ни нафтены, широко распространённые во всех природных нефтях, таким образом, синтезированы не были.

Как доказательство эндогенного происхождения УВ природных газов используется повышенная концентрация в них водорода и гелия. Но анализ соотношения $\text{CH}_4/{}^3\text{He}$ показал, что в мантийном веществе эта ве-

личина составляет 10^6 , а в природных газах нефтяных и газовых месторождений, по данным Б.Г.Поляка и др. (1996), изменяется от 0.01 до 0.0001.

Вместе с тем, сторонники неорганического происхождения нефти приводят следующие факты и данные, подтверждающие свою концепцию:

1. Неравномерность распределения на Земле ресурсов нефти и газа.
2. Существование гигантских скоплений УВ-сырья.
3. Приуроченность многих месторождений УВ к разрывным нарушениям.
4. Наличие залежей УВ в изверженных породах.
5. Присутствие УВ-газов, главным образом, метана, в вулканических эманациях.
6. Повышенная металлоносность твёрдых нефтидов, обогащённость их ураном, редкими и редкоземельными элементами.
7. Возможность экспериментального абиогенного синтеза УВ.
8. Обнаружение жидкой нефти и твёрдых нефтидов (известно более 100 проявлений) в гидротермальных системах спрединговых зон океана.

Вопросы для самоконтроля

1. Назвать доказательства биогенного происхождения нефти и газа.
2. Перечислить факты, указывающие на возможность неорганического генезиса углеводородных соединений.

ГЛАВА 27. ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ НЕФТЯНОЙ И ГАЗОВОЙ ОТРАСЛЕЙ РОССИИ В XXI В.

Какое количество запасов промышленных категорий может обеспечить заданный уровень годовой добычи нефти? Перед нефтедобывающей промышленностью стоит задача определения оптимального соотношения этих величин, исходя из которых можно планировать приростов запасов для обеспечения заданного уровня добычи нефти. В своё время Госпланом СССР было рекомендовано превышение запасов нефти категорий А, Б, С1 над добычей в 25–30 крат.

Исследование проблемы позволило сделать выводы: 1) в одном районе кратность запасов не остаётся постоянной: она снижается в процессе разработки от некоторого уровня в год до начала добычи, достигает минимума примерно при максимальном уровне добычи, а затем снова возрастает; 2) кратность запасов в разных районах, исчисленная для одинаковых условий (например, при максимальных уровнях добычи) существенно отличается. Очевидно, что кратность запасов добычи определяется также качеством запасов, которое изменяется в процессе освоения ресурсов одного района во времени и от района к району.

Качество разведанных запасов влияет наряду с системой разработки на темп отбора и экономические показатели разработки нефтяных месторождений. Качество неразведанных ресурсов определяет эффективность геолого-разведочных работ, эффективность подготовки разведанных запасов нефти и газа.

Под показателями качества запасов понимаются, в первую очередь, степень их концентрации, т.е. крупность отдельных залежей, доля запасов в крупных и уникальных по запасам скоплениях, и продуктивность или дебитность скважин, определяющие темпы отбора, плотность запасов на месторождении (запас на единицу площади), степень выработанности начальных разведанных запасов.

Распределение ресурсов по месторождениям разного класса крупности рассчитывается методом усечённого распределения Парето: если всю генеральную совокупность месторождений разбить на классы с интервалами величин запасов 3000–1000, 1000–300, 300–100, 30–10 и т.д. (млн т нефти или млрд м³ газа), то каждый более мелкий класс по отношению к смежному содержит в 3 раза больше месторождений и в

1.15 раз меньше суммарных запасов. Важное практическое следствие этих построений заключается в том, что мелкие месторождения содержат соизмеримые суммарные ресурсы с крупными.

Продуктивность залежей определяется геолого-физическими свойствами продуктивных пластов и физико-химическими свойствами флюидов. Продуктивность непостоянна во времени и снижается по мере потери пластом энергии в процессе отбора запасов. Соответственно, существует понятие о стадиях разработки нефтяной залежи: стадия растущей добычи, стадия стабильной добычи и стадия быстрого падения добычи и длительная стадия низкого уровня и низкого темпа дальнейшего снижения добычи.

Качественное ухудшение промышленных запасов определяется несколькими факторами: 1) растущей общей выработанностью запасов; 2) неравномерным отбором запасов; 3) разубоживанием во времени общего объёма текущих запасов промышленных категорий.

Важным показателем качества является плотность начальных суммарных ресурсов (объём начальных ресурсов на единицу площади) и степень разведанности начальных суммарных ресурсов (отношение начальных разведанных запасов к общей величине начальных суммарных ресурсов). Плотность начальных суммарных ресурсов (НСР) вместе с их общим объёмом в бассейне или районе определяют наличие и размеры крупных или уникальных по запасам месторождений, т.е. с какого крупного по запасам класса начинается изначальный спектр месторождений бассейна или района. Установлена закономерность, что изначально открываются наиболее крупные месторождения, а вместе с ними средние и мелкие, затем средние и мелкие и, наконец, только мелкие. Наряду с этим происходит снижение дебитности вновь открываемых и разведываемых месторождений.

Предполагается, что на первом этапе (25–30 лет) добыча будет вестись из месторождений, которые уже открыты или предполагаются к открытию на конкретных площадях или конкретных зонах и вводу в разработку в течение этого этапа. В последующий этап (до 2100 г.) базой нефте- и газодобычи явятся неразведанные на сегодняшний день ресурсы.

Имеющиеся запасы нефти не введённых в разработку месторождений Западной Сибири, шельфа о-ва Сахалин, Восточной Сибири, севера европейской части позволяют прогнозировать повышение годового уровня добычи в России до 375 млн т к 2020 г. с последующим снижением к 2030 г. После 2030 г. текущие разведанные запасы и неразведанные ресурсы претерпят в качественном отношении существенный сдвиг в худшую сторону. Период 2030–2100 гг. будет этапом снижения добы-

чи. Наиболее вероятный уровень добычи нефти с конденсатом в 2100 г. оценивается в 180–200 млн т.

Разведанные запасы природного газа на 01.01.2000 г. составляют 46.7 трлн м³, из них не разрабатывается более 29 трлн м³. Поддержание уровня добычи и даже её рост на период до 2030 г. не сдерживается отсутствием запасов, но зависит от создания новых газотранспортных систем. Максимальный годовой объём добычи газа может быть достигнут к 2030 г. и составить 770–840 млрд м³, из них 180 млрд м³ на шельфе. К 2100 г. прогнозируется снижение добычи газа до 350 млрд м³. По прогнозам Д. Эдвардса в мире в 2100 г. будет добыто около 400 млрд м³ природного газа. Снижение добычи УВ после 2030 г. при повсеместном увеличении потребления электроэнергии, может быть компенсировано развитием угледобывающих предприятий, атомной энергетики, использованием возобновляемых ресурсов Солнца, ветра, термальных вод и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В учебном пособии отражены современные представления и приведены данные о Земле как планете, её месте в Солнечной системе и во Вселенной.

Рассматривается внутреннее строение, вещественный состав и геофизические поля Земли, охарактеризованы её оболочки и ядро, геологические процессы внешней и внутренней динамики, обсуждаются вопросы определения возраста геологических образований.

Процессы внешней динамики описаны на примере выветривания, геологической деятельности ветра, текучих и подземных вод, вод озёр, водохранилищ, болот, морей и океанов, ледников, процессов в криолитозоне. Детально рассмотрены фации морских осадков, их диагенетическое преобразование, гравитационные процессы, повсеместно проявляющиеся на склонах.

Среди эндогенных процессов (внутренняя динамика) охарактеризован магматизм (вулканический и интрузивный), метаморфизм, тектонические движения и землетрясения. Особо обращено внимание на классификацию складчатых и разрывных дизъюнктивных нарушений, играющих определяющую роль в формировании ловушек углеводородного сырья. Для землетрясений приводится классификация, обсуждаются причины, разрушительные последствия, возможность предсказания и различные способы оценки их интенсивности.

Особое внимание уделено методам стратиграфических исследований, определены основные задачи и термины стратиграфии, приведена классификация стратиграфических подразделений, изложены современные представления о строении главных структур тектоносферы – континентов и океанов.

Отдельно освещены современные проблемы нефтегазовой науки, приведены сведения о природных углеводородных соединениях, обозначены проблемы поисков, прогноза и освоения газогидратных залежей, месторождений нефти и газа в неантиклинальных ловушках и в сложнодислоцированных комплексах, а также на шельфах морей и океанов, в палеозойских толщах Западной Сибири, рассматриваются сложные и спорные вопросы генезиса углеводородного сырья и пер-

спективы развития нефтяной и газовой отрасли России в двадцать первом веке.

В качестве приложения приводится «Краткий словарь геологических терминов», в котором для всех терминов приведены английские эквиваленты.

Текстовая часть иллюстрирована рисунками, дополнена графиками и таблицами, которые совместно со Словарём облегчают освоение нового материала, особенно для лиц, впервые знакомящимися с геологическими проблемами. В конце учебного пособия помещён краткий список рекомендуемой литературы.

КРАТКИЙ СЛОВАРЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ

А

Абляция (ablation) – процесс или результат уменьшения массы льда (ледника) посредством таяния, испарения, сдувания снега ветром, обвалов льда и откалывания айсбергов.

Абразия (abrasion) – механическое разрушение волнами и течениями коренных и рыхлых пород морских и озерных берегов.

Авлакоген (avlakogene) – линейно вытянутая впадина в фундаменте платформы (палеорифт), ограниченная разломами и выполненная осадочными и осадочно-вулканическими породами.

Автохтон (autochthone) – участок земной коры, оставшийся практически на месте своего первоначального залегания (в отличие от аллохтона).

Аккреция континентов (continental accretion) – приращение континента путем причленения, механического сгущивания континентальных или иных блоков различного размера в результате их дрейфа.

Аккумуляция (accumulation) – процесс накопления минеральных веществ и органических остатков на поверхности суши и на дне рек, озер и морей.

Акрон (acron) – геохронологическое подразделение, объединяющее несколько эонов. Выделяют три акрона: архей (от 2600 млн лет и древнее), протерозой (от 2600 до 570 (530) млн лет) и третий, начинающийся с палеозоя, не имеет собственного названия.

Акротема (acrotheme) – стратиграфическое подразделение, объединяющее горные породы, образовавшиеся в течение акрона.

Актуализм (actualism) – парадигма подобия древних геологических процессов современным; актуалистический метод – метод познания геологического прошлого Земли через исследование современных геологических процессов.

Алеврит (aleurite) – рыхлая мелкообломочная осадочная порода, состоящая из минеральных зерен (кварц, полевой шпат и др.) размером 0.01–0.1 мм.

Алевролит (aleurolite) – сцементированная осадочная порода, сложенная более, чем на 50 % частицами алевритовой размерности (0.01–0.1 мм).

Аллохтон (allochthone) – блок горных пород, перемещенный по ложу, иногда волнистой поверхности от места своего первоначального залегания на расстоянии от нескольких до многих десятков км.

Аллювий (alluvium) – отложения, сформированные постоянными водными потоками (реками).

А. пойменный (floodplain A.) – наиболее тонкозернистые отложения поймы, формирующиеся во время половодья. Для них характерны слабая степень сортировки и меньшая крупность материала песчано-алевритовых осадков, более темная окраска.

А. русловой (watercourse A.) – наиболее грубозернистые отложения водного потока высокоэнергетической части речного русла.

А. старичный (oxbow A.) – формирует донные отложения замкнутых или слабопроточных русел (старич), представленные озерно-болотными и болотными иловатыми осадками.

Андезит (andesite) – эффузивная порода среднего состава, состоящая существенно из плагиоклаза и одного или нескольких цветных минералов (амфибола, пироксена, биотита).

Антеклиза (anteclyse) – крупное платформенное поднятие, имеющее пологие (1–2°) углы падения крыльев, изометричную форму и значительные размеры (сотни км в поперечнике).

Антиклиналь (anticline) – выпуклая форма складки, у которой внутренняя часть или ее ядро сложены более древними, а внешняя – более молодыми породами.

Антиклинорий (anticlinorium) – крупная складчатая структура (поднятие), осложненная многими простыми антиклинальными (изгиб кверху) и синклинальными (изгиб книзу) складками.

Антрацит (anthracite) – каменный уголь высокой степени углефикации (содержание углерода – 94–97%).

Антропоген (Anthropogene) – одно из названий четвертичного периода.

Антропогенез (anthropogenesis) – изменение геологической среды в результате жизнедеятельности человека как биологической особи.

Апвеллинг (upwelling) – подъем холодных вод в области шельфа и материкового склона, сопровождающийся интенсивным развитием диатомового планктона.

Аргиллит (argillite) – осадочная горная порода, образовавшаяся в результате уплотнения глин и не размокающая в воде.

Архей (Archean) – древнейший акрон в геологической истории Земли; охватывает интервал времени от 2600 млн лет и древнее.

Ассоциация офиолитовая (ophiolite association) – комплекс основных и ультраосновных глубинных (дуниты, перидотиты, пироксениты, различные габбро, тоналиты), излившихся (преимущественно базальты и их туфы) и осадочных (глубоководные осадки) горных пород, встречающихся совместно.

Астеносфера (asthenosphere) – верхний слой мантии, подстилающий литосферу (глубины 75–150 км), характеризующийся пластическими свойствами и падением скоростей распространения сейсмических волн. Здесь формируются очаги плавления вещества мантии и фокусы землетрясений, а так-

же условия, способствующие горизонтальному и вертикальному перемещению вещества земной коры.

Астероиды (asteroid) – космические тела небольших размеров (до сотен км в поперечнике), обращающиеся вокруг Солнца в основном между орбитами Марса и Юпитера. Син.: малые планеты.

Астроблема (astrobleme) – кратер метеоритного происхождения на поверхности земной коры.

Атолл (atoll) – коралловый остров в виде узкой кольцевой гряды рифового известняка, замыкающей внутреннюю лагуну.

Афтершок (aftershock) – затухающие сейсмические колебания (толчки), проявляющиеся после сильных толчков при землетрясении.

Ахондриты (achondrite) – каменные кристаллические метеориты, бедные железом, без сферолитовых округлых образований (хондр).

Б

Базальт (basalt) – основная вулканическая порода, являющаяся эффузивным аналогом габбро, состоящая из переменного количества плагиоклаза, авгита, оливина и вулканического стекла или продуктов преобразования последнего.

Базис аккумуляции (accumulation base) – точка, выше которой на каждом данном участке аккумуляция вещества происходить не может.

Базис денудации (denudation B.) – точка, ниже которой денудация происходить не может.

Базис эрозии (base level of erosion) – поверхность, ниже уровня которой не происходит донной эрозии. Различают **Б. э.** общий и местный. За общий **Б. э.** принимается уровень Мирового океана. Местный **Б. э.** может быть как постоянным (например, устья рек), так и временным, располагаясь на участках, примыкающих к водопадам или порогам.

Бар (bar) – 1) песчаные валы вдоль берегов морей, среди них различают: подводный **Б.**; островной **Б.**; береговой **Б.**; 2) мощные толщи сортированных слоистых отложений, сформированных в зонах эрозионной тени или в расширениях речных долин на путях катастрофических гляциальных паводков (см. формы рельефа дилювиально-аккумулятивные).

Бассейн артезианский (artesian basin) – бассейн подземных вод, приуроченных к впадинам и находящихся под давлением.

Б. лимнический (limnic B.) – бассейн с озерной (лимнической) обстановкой осадконакопления.

Б. паралический (paralic B.) – бассейн со смешанными континентальными и морскими условиями осадконакопления.

Батолит (batholith) – крупное интрузивное тело (площадью более 200 км²), сложенное, главным образом, гранитоидами и залегающее среди осадочных и метаморфических толщ.

Бентос (benthos) – организмы, ведущие придонный образ жизни. **Б.** может быть сидячим и подвижным.

Бенч (bench) – выровненная действием волн (абразией) в коренных породах часть побережья (волноприбойная терраса), формирующаяся в литоральной (береговой) зоне. **Б.** иногда покрывается маломощными рыхлыми осадками.

Биогеохимия (biogeochemistry) – наука, изучающая роль живых организмов (растений, животных, микроорганизмов) в процессе разрушения горных пород и минералов, миграции, распространения, рассеяния и концентрации химических элементов в биосфере.

Биогеоценоз (biogeocoenosis) – «Совокупность на известном протяжении земной поверхности однородных явлений (атмосферы, горной породы, растительности, животного мира и мира микроорганизмов, почв и гидрогеологических условий), слагающих их компонентов и определенный тип обмена веществом и энергией их между собой и с другими явлениями природы и представляющая собой внутренне противоречивое диалектическое единство, находящееся в постоянном движении, развитии» (В.Н. Сухачев «Основы лесной биоценологии». М., 1964).

Биоценоз (biocoenosis) – исторически сложившийся комплекс организмов, занимающий определенный участок биосферы.

Бифуркация (bifurcation) – разделение, раздвоение реки, ледника, расщепление пласта угля.

Бич (бич-рок) (beachrock) – уплотненные (литифицированные) слои среди рыхлых наносов пляжа и подводного берегового склона, образуемые чаще всего в результате их цементации известью или окислами железа.

Блоковая структура (block structure) – структура участков земной коры, рассеченной системой разрывов на блоки (блоковые массивы).

Брахискладка (brachyfold) – короткая складка, у которой шарнир обнаруживает отчетливый наклон в обе стороны.

Брекчия (breccia) – обломочная горная порода, состоящая из сцементированных угловатых обломков различных пород размером более 10 мм.

Б. вулканическая (volcanic B.) – горная порода, состоящая из угловатых или слабоокатанных глыб лавы, шлака, вулканических бомб в мелкозернистом пепловом или лавовом материале.

Б. тектоническая (tectonic B.) – дробленые горные породы, возникающие при перемещении на участках проявления разрывных нарушений.

Бровка (brow) – линия положительного перегиба речной террасы, оврага, склона и т.д.

Бугры пучения (гидролакколиты) (hydrolaccolith) – образуются в результате вспучивания сильно увлажненных горных пород при их промерзании и увеличении объема. Развиты в областях распространения многолетнемерзлых пород: в тундре, лесотундре и высокогорных степях.

В

Варва (varve) – слой, чередование слоев. Годичная лента глинистых отложений приледниковых, карстовых (см. карст) и соленых водоемов, состоящая из двух слоев – тонкого зимнего и более крупнозернистого и толстого летнего.

Век геологический (geological age) – геохронологическое подразделение, подчиненное геологической эпохе; промежуток времени, в течение которого отложилась толща горных пород, составляющая геологический ярус.

Венд (вендский комплекс) (Vendian) – наиболее молодые отложения докембрия (возраст 570–680 млн лет).

Верховодка (temporary water) – временное или сезонное скопление подземных вод, залегающих ниже дневной поверхности на линзах, сложенных водонепроницаемыми породами.

Взброс (reverse fault) – разрыв с крутопадающим сместителем, по которому висячее крыло поднято относительно лежащего.

Виргация (virgation) – 1) разветвление горных цепей или хребтов в одном направлении, между которыми располагаются постепенно расширяющиеся тектонические долины; 2) расхождение системы складок из одного центра.

Влагоемкость (moisture capacity) – способность вещества поглощать и удерживать определенное количество влаги, выражаемое в весовых или объемных единицах.

Водоотдача (water yield) – способность горных пород, насыщенных водой, отдавать гравитационную воду.

Водопроницаемость (water permeability) – свойство горных пород пропускать через себя воду.

Водоупор (water-resistant rock) – практически водонепроницаемая горная порода.

Воды подземные (underground water) – находятся в почвах и горных породах земной коры в любых физических состояниях, включая и химически связанную.

В. п. грунтовые (ground U. W.) – безнапорные воды, расположенные на первом от поверхности водонепроницаемом горизонте.

В. п. инфильтрационные (infiltration U. W.) – воды, проникшие с дневной поверхности в горные породы путем инфильтрации атмосферных осадков и вод поверхностных водных бассейнов через сравнительно мелкие поры и тонкие трещины.

В. п. карстовые (cavern U. W.) – воды, приуроченные к карстовым полостям карбонатных, галогенно-карбонатных и других карстующихся пород.

В. п. подмерзлотные (subpermafrost U. W.) – подземные воды, залегающие ниже многолетнемерзлых горных пород.

В. п. ювенильные (juvenile U. W.) – воды, поступающие из мантии и магматических очагов.

Возраст геологический (geological age) – время, прошедшее с момента образования горных пород или геологических тел. Различают **В. г. абсолютный** (или радиологический, изотопный, радиометрический), выраженный в единицах физического времени – годах, и **В. г. относительный**, определяемый по взаимному положению слоев в геологическом разрезе и путем заключенных в них ископаемых органических остатков.

Возраст Земли (age of the Earth) – определен методами изотопной геохронологии и составляет примерно 4.6 млрд лет.

Волновод (waveguide) – зона пониженной скорости распространения сейсмических волн, совпадающая с астеносферой.

Волны сейсмические (seismic wave) – упругие волны, возникающие в результате землетрясения, взрывов, ударов и распространяющиеся в виде затухающих колебаний в земле.

Время геологическое (geologic age, time) – период, начавшийся около 4.5 млрд лет назад, т.е. с момента образования земной коры и продолжающийся поныне.

Вулканизм (volcanism) – эндогенный процесс, связанный с перемещением магм и сопутствующих им газо-водных продуктов из глубинных зон на поверхность.

Вулканы грязевые (mud V.) – вулканы, продукты извержения которых представлены жидкой грязью. Распространены в областях современного вулканизма и в областях скопления углеводородных газов.

Выветривание (weathering) – процесс изменения и разрушения минералов и горных пород на поверхности Земли (а также на дне морей и океанов) под воздействием физических, химических и органических агентов.

В. биохимическое (органическое) (biochemical W.) – механическое разрушение и химическое разложение пород и минералов в результате жизнедеятельности животных и растительных организмов.

В. физическое (механическое) (physical W.) – происходит под воздействием колебания (повышения или понижения) температуры, замерзания или оттаивания воды в трещинах (особенно в полярных областях), деятельности животных и растений (сверление, рост корней и т.д.), испарения и кристаллизации солей, присутствующих в воде (инсоляционное **В. пустынь**) и приводит к дезинтеграции пород и минералов – образованию обломков разной величины.

В. химическое (chemical W.) – происходит под воздействием воды, кислорода и углекислоты воздуха. Вода при этом приводит к растворению, гидратации и гидролизу минералов, кислород способствует окислению, а углекислота повышает химическую активность вод и ускоряет разрушение исходных и образование новых минералов.

Выклинивание (pinch-out) – постепенное, относительно быстрое утонение пласта, слоя или жилы по простиранию до полного исчезновения.

Вюрм (вюрмская ледниковая эпоха) (**Würmian**) – позднечетвертичное оледенение (от 70 до 11 тыс. лет назад), установленное в Альпах. Соответствует валдайскому оледенению.

Г

Габбро (gabbro) – темноокрашенная основная интрузивная порода, состоящая из основного плагиоклаза, пироксена, а также оливина и роговой обманки.

Габитус кристаллов (crystal habit) – наружный вид кристаллов, определяемый преобладающим развитием граней тех или иных простых форм (напр., призматический, пирамидальный и др.).

Гавайский тип извержения (Hawaiian-type eruption) – относительно спокойное излияние жидкой базальтовой лавы. Часто в кратере образуется жидкое лавовое озеро.

Газы природные (natural gas) – горючие углеводородные газы, образующиеся в земных недрах. Основной компонент – метан.

Гайот (guyot) – плосковершинная подводная гора, представляющая обычно вулкан, вершина которого срезана абразией.

Галечник (gravel, pebble, shingle) – рыхлая горная порода, состоящая преимущественно из галек – окатанных обломков различных горных пород размером от 10 до 100 мм, обычно аллювиального или озерно-морского происхождения.

Галогенез (halogenesis) – процесс образования, накопления и осаждения солей в природе.

Гальмиролиз (halmyrolysis) – подводное выветривание, химико-минералогическое преобразование первичного осадка на дне моря под влиянием процессов растворения, окисления и др.

Гарполит (harpolith) – интрузивное тело серповидной формы, питающий канал которого расположен под одним из концов «серпа».

Гейзер (geyser) – горный источник, периодически выбрасывающий воду и пар.

Гейзерит (geyserite) – белая или сероватая легкая туфоподобная опаловая порода; минерал, белый или сероватый опал.

Геоантиклиналь (geoanticline) – сложная положительная тектоническая структура в пределах складчатой системы. Г. имеет ширину до нескольких десятков км.

Геоид (geoid) – геометрически сложная поверхность с равными значениями силы тяжести. Определяет фигуру Земли, совпадающую с поверхностью Мирового океана и ее продолжением под континентами.

Геосинклиналь (geosyncline) – (устаревший термин) область высокой геодинамической подвижности, контрастных изменений динамических напряжений, большой мощности (10–25 км) отложений, значительной расчле-

ненности и повышенной проницаемости земной коры, выражающейся в активном магматизме и метаморфизме.

Геосферы (geosphere) – концентрические, сплошные или прерывистые оболочки, образованные веществом Земли. Г. отличаются друг от друга по химическому составу, агрегатному состоянию и физическим свойствам. От периферии к центру выделяют магнитосферу, атмосферу, гидросферу, литосферу, мантию и ядро Земли. Выделяют также специфические оболочки – биосферу и географическую оболочку.

Геотермическая ступень (geothermal step) – глубина в метрах, при погружении на которую температура недр возрастает на 1°C . Величина ступени изменяется не только от глубины, но и от основных структур земной коры. Наименьшие значения величины Г. с. в несколько метров наблюдаются в районах активной вулканической деятельности, а в десятки и даже более сотни метров – на пассивных платформах и щитах. Среднее значение ступени принято в 33 м.

Геотермический градиент (geothermal gradient) – приращение температуры в градусах на каждую единицу (100, 1000 м и т.д.) глубины.

Геохронология (geochronology) – измерение геологического времени (абсолютная Г.), установление последовательности геологических событий в истории Земли (относительная Г.). См. методы геохронологические.

Гиалокластит (hyaloclastite) – горная порода, состоящая из обломков вулканического стекла, возникшего в результате грануляции (распада) раскаленной лавы в подводных условиях.

Гидратация (hydration) – 1) процесс связывания частиц растворенного в воде вещества с молекулами воды. 2) гидратация окислов заключается в разложении воды и окислов и построении новых соединений – гидроокисей. 3) поглощение воды коллоидами.

Гидролакколит (hydrolaccolith) – бугор пучения, образующийся в зоне вечной мерзлоты. Ядро бугра состоит либо из сплошного льда, либо из переслоенного льдом мерзлого грунта.

Гидросфера (hydrosphere) – водная оболочка Земли, представляющая совокупность морей и океанов, континентальных водоемов, ледяных покровов и подземных вод.

Гипергенез (hypergenesis) – совокупность процессов химического и физического преобразования минеральных веществ в верхних частях земной коры и на ее поверхности под воздействием атмосферы, гидросферы и живых организмов. При Г. происходят: образование коры выветривания и зоны окисления месторождений, почвообразование и т.д.

Гипотеза Вегенера (Wegener hypothesis) – гипотеза дрейфа материков.

Г. изостазии (H. of isostasy) – гипотеза, опирающаяся на представление о стремлении масс земной коры к равновесию под действием гравитационных сил.

Г. контракционная (Эли-де-Бомон, Зюсс) (**contraction H.**) – гипотеза, основанная на представлении об уменьшении объема Земли в результате ее охлаждения.

Г. пульсационная (Бухер, Усов-Обручев) (**pulsation H.**) – гипотеза, опирающаяся на представлении о периодическом расширении Земли, сопровождающемся трансгрессиями, и ее сжатии, вызывающем горообразование (предполагается ведущая роль сжатия).

Г. радиомиграционная (Белоусов) (**radiomigrational H.**) – гипотеза, связанная с представлением о концентрации радиоактивного вещества в земной коре, которая сопровождается вторичным плавлением, вызывающим поднятие участков земной коры, их последующим охлаждением и опусканием.

Гипоцентр землетрясения (earthquake hypocenter) – центральная часть очага землетрясения в теле Земли, где внезапно освобождается огромное количество энергии, вызывающей колебания земной коры.

Гиттия (см. сапропель) (**gyttja**) – ил, образованный из разложившихся растительных и животных остатков на дне застойных водоемов. Высыхая, Г. превращается в студенистую массу – сапроколл, являющийся ценным минеральным удобрением.

Глетчер (gletcher) – долинный ледник (син.: альпийский ледник).

Глина (clay) – осадочная порода, содержащая более 50% частиц размером менее 0,01 мм, обладающая большой пластичностью и приобретающая при обжиге высокую твердость.

Гляциоизостазия (glacio-isostasy) – вертикальные движения (поднятия и опускания) земной коры вследствие нарушения изостатического равновесия при появлении и исчезновении ледниковой нагрузки.

Гляциология (glaciology) – наука о природных льдах: атмосферных (снежный покров и ледники), речных, озерных, морских, подземных и наледных.

Гляциосфера (glaciosphere) – совокупность снежно-ледяных образований на поверхности Земли, часть гидросферы. Обладает важными специфическими свойствами: наличием воды в твердой фазе, замедленным массообменом, высокой отражательной способностью, значительными затратами тепла на фазовые переходы и др. Г. изменчива во времени и в некоторые этапы истории Земли, возможно, исчезала полностью.

Гляциоэры (син. эры ледниковые) (**glacial era**) – ледниковые этапы истории Земли, принадлежащие к высшему рангу (длительностью от многих десятков до 200 млн лет), каждый из которых включает не менее 2 ледниковых периодов. Настоящее время – межледниковье плейстоценового ледникового периода лавразийской гляциоэры, которая началась около 30 млн. лет назад.

Гнейс (gneiss) – метаморфическая горная порода, отличающаяся кристаллическим строением, полосчатостью и состоящая из полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов.

Голоцен (Holocene) – самый молодой и короткий отдел четвертичного периода, начавшийся 10–12 тыс. лет назад. По своему климату Г. представляет типичную межледниковую эпоху.

Горизонт (horizon) – слой или пачка слоев горных пород, выделяемых на основании каких-либо характерных маркирующих особенностей (литологических, палеонтологических).

Г. водоносный (water-bearing H.) – насыщенные водой горные породы, залегающие между двумя водоупорными слоями или только подстилаемые водоупором.

Горст (horst) – приподнятый участок земной коры, ограниченный двумя разломами, сместители которых вертикальны или наклонены.

Грабен (graben) – опущенный участок земной коры, ограниченный двумя субпараллельными разломами.

Гравелит (конгломерат гравийный) (gravel conglomerate) – сцементированная обломочная порода, состоящая из окатанных (округлых) обломков размером 2–1 мм.

Гравий (gravel) – несцементированные окатанные (округлые) обломки размером 2–10 мм.

Гравиметрия (gravimetry) – наука об измерении величин, характеризующих гравитационное поле Земли.

Гравитационная аномалия (gravity anomaly) – аномалия силы тяжести, разность между наблюдаемой силой тяжести и ее нормальным (теоретическим) значением в той же точке.

Градиент напорный (pressure gradient) – величина потери напора на единицу пути подземного или поверхностного потока.

Гранит (granite) – светлоокрашенная кислая интрузивная порода, состоящая из кварца, калиевого полевого шпата, кислого и среднего плагиоклаза, слюд и роговой обманки.

Граница Гутенберга (Gutenberg boundary) – условная граница раздела между мантией и ядром Земли.

Г. Конрада (Konrad B.) – условная граница между гранитным и базальтовым слоями земной коры.

Г. Мохоровичича (Мохо) (Mohorovičić B.) – условная граница между земной корой и мантией.

Граувакки (greywacke) – пески и песчаники, содержащие большое количество обломков темноцветных минералов и горных пород.

Грейзен (greisen) – метасоматическая (см.: метаморфизм метасоматический) горная порода, состоящая из кварца и светлой слюды. Часто содержит касситерит, вольфрамит, танталит, топаз и др. минералы.

Гумификация (humification) – процесс превращения растительных и животных остатков в специфические гумусовые вещества: гуминовые кислоты, фульфакислоты и гумины.

Гумус (humus) – перегной, совокупность органических веществ почвы, образующихся в результате биохимического превращения органических остатков.

Гюнц (гюнцская ледниковая эпоха) (Günz) – древнейшее кайнозойское оледенение Альп (800–900 тыс. лет назад).

Д

Дайка (dike) – пластинообразное тело, сложенное горными породами и ограниченное параллельными стенками. Дайки имеют большую протяженность по простиранию и падению при относительно небольшой мощности.

Дацит (dacite) – вулканическая порода, содержащая в стекловатой основной массе вкрапленники плагиоклаза, кварца, биотита и роговой обманки. Эффузивный аналог гранодиорита.

Двойник (twin) – закономерный сросток двух однородных кристаллов.

Дегидратация (обезвоживание) (dehydration) – процесс выделения воды из минералов и горных пород.

Делювий (diluvium) – отложения, накапливающиеся у подножий склонов в виде шлейфов в результате плоскостного или сетчато-ячеистого смыва тонкообломочного материала.

Дельты (delta) – приустьевой участок реки, схожий с начертанием греческой буквы «V» и сложенный преимущественно речными отложениями.

Денудация (denudation) – процесс разрушения, сноса и удаления продуктов выветривания в результате воздействия силы тяжести, вод, ветра, снега и льда.

Депрессия (depression) – 1) геоморф. – впадина, котловина, понижение; 2) тектонич. – область прогибания земной коры, полностью или частично заполненная осадками.

Десерпция (син.: крип, сползание) (creep) – медленное смещение или сползание рыхлых образований вниз по склону из-за колебаний объема отложений при постоянном воздействии силы тяжести.

Десквамация (desquamation) – шелушение и отслаивание горных пород под влиянием резких колебаний температуры. Обычно проявляется в пустынях и высокогорных областях.

Дефляция (deflation) – развеивание и переувлажнение, вынос ветром тонких продуктов разрушения горных пород (пыль, песок).

Диогенез (diagenesis) – процесс превращения рыхлого осадка в плотную осадочную горную породу.

Диапир (диапировая складка) (diaper) – куполообразная антиклинальная складка с интенсивно смятым ядром, срезающим крылья складки, возникающая за счет выдавливания снизу высокопластичных пород (соль, глины).

Диастема (diastem) – кратковременный перерыв в осадконакоплении, вызывающий перерыв в стратиграфической последовательности отложения

осадков без размыва или с небольшим размывом ранее накопившихся осадков.

Диатрема (diatrema) – трубка взрыва, образующаяся в результате прорыва газов без излияния лавы.

Диафторез (diaphthoresis) – процесс преобразования (минерального и химического) магматических и метаморфических пород в условиях более низких температур и давлений.

Динамометаморфизм (dynamo-metamorphism) – вид метаморфизма, структурное и минеральное преобразование горных пород под воздействием одностороннего давления (стресса) в результате складкообразования и разрывных нарушений.

Диорит (diorite) – серая или темносерая интрузивная горная порода среднего состава, состоящая из среднего плагиоклаза, роговой обманки, иногда биотита и авгита, реже кварца.

Дислокации (dislocation) – деформации горных пород с образованием складок, трещин и разрывов.

Дифференциация магмы (differentiation of magma) – процессы, обуславливающие возникновение из магмы горных пород различного минерального состава или с различными количественными соотношениями одних и тех же минералов. Различают гравитационную, кристаллизационную, ликвационную **Д. м.**

Докембрий (Precambrian) – совокупность горных пород древнее 570 млн лет, а также промежутков времени, длительность которого составляет не менее 3,3 млрд лет (от 3700 до 570 млн лет) (син. криптозой).

Долины антецедентные (antecedent V.) – сквозные долины, возникающие ранее перерезаемой ими возвышенности.

Д. ледниковые (glacial V.) – речные долины с корытообразным (троповым) профилем, образовавшиеся в результате ее обработки движущимся ледником.

Доломит (dolomite) – двойной карбонат кальция и магния, минерал, горная порода. Нередко слагает целые горные хребты и массивы (напр., Доломитовые Альпы). Активно закарстовывается.

Дресва (gruss) – рыхлая осадочная порода, неокатанный аналог галечника.

Друмлины (drumlin) – небольшой сглаженный холм овальной формы, сложенный ледниковой валунной глиной с ядром из коренных пород; длинная ось вытянута в направлении движения ледника.

Дунит (dunite) – интрузивная горная порода ультраосновного состава, сложенная преимущественно оливином с небольшим количеством пироксена и рудных минералов.

Дюны (dune) – песчаные холмы, возникающие под воздействием ветра на берегах морей, озер и рек.

Ж

Желоб глубоководный (trench) – узкий ассиметричный прогиб дна океана, располагающийся вблизи островных дуг или окраин континентов и параллельно им.

Жерло вулкана (volcanic funnel) – канал, соединяющий очаг вулкана с поверхностью Земли.

Жила (vein) – тело, образовавшееся в результате выполнения трещины минеральным веществом.

З

Загар пустынный (desert varnish) – тонкая (от 0.5 до 5 мм) темная или темно-коричневая блестящая корка, покрывающая обнаженную поверхность скал и обломков горных пород. Образуется путем высачивания соединений марганца и железа на поверхность породы вместе с капиллярными водами.

Залегание горных пород (rock occurrence, bedding) – пространственное расположение в земной коре геологических тел, сложенных горными породами.

З. вторичное (secondary bedding) – залегание, при котором первичная форма расположения тел горных пород в пространстве изменена под действием различных факторов (тектонических, климатических и т.д.).

З. несогласное (discordant B.) – 1) взаимоотношение между ниже и вышележащими слоями осадочных горных пород, при котором нарушается параллельность слоев или стратиграфическая последовательность в разрезе, т.е. отсутствуют те или иные стратиграфические единицы; 2) залегание тел магматических горных пород, при котором эти тела секут слои (пласты) вмещающих пород.

З. первичное (original B.) – залегание, которое породы приобретают в процессе своего формирования.

З. согласное (concordant B.) – 1) для осадочных пород: такое взаимоотношение между слоями горных пород, при котором кровля подстилающего слоя является подошвой перекрывающего; 2) для магматических пород: такое залегание тел, при котором их контакты параллельны пластам вмещающих пород.

Замок складки (curve of fold) – место общего перегиба слоев горных пород в складке.

Зандры (frontal apron) – равнинные поверхности у концов ледников, сложенные продуктами перемывания и переотложения морены, главным образом, песками (на равнинах) или гравием и галькой (в горах). Образованы слившимися конусами выноса приледниковых потоков.

Зеркало грунтовых вод (groundwater table) – поверхность грунтовой воды, отделяющая безнапорные, гравитационные воды от капиллярной каймы зоны аэрации.

Зона абиссальная (область) (abyssal zone) – глубоководная часть океанов и глубоких морей (3000–4000 м и более), область обитания специфической абиссальной фауны.

З. аэрации (aeration Z.) – зона земной коры между дневной поверхностью и зеркалом грунтовых вод.

З. батимальная (bathyal Z.) – относительно глубоководная (200–3000 м) зона между шельфом и ложем океана; область обитания батимальной фауны.

И

Игнимбрит (ignimbrite) – вулканическая порода кислого состава, образовавшаяся в результате спекания пирокластического материала.

Изоморфизм (isomorphism) – способность химических элементов замещать друг друга в кристаллах минералов вплоть до образования твердых растворов.

Изосейсты (isoseist) – концентрические линии, соединяющие на карте точки с одинаковой интенсивностью землетрясения.

Ил глобигериновый (globigerine ooze) – глубоководный ил, сложенный в значительной части известковыми раковинами глобигерин – морских планктонных форм из отряда фораминифер.

И. диатомовый (diatom O.) – тонкозернистый алевроито-глинистый осадок морского или озерного происхождения, содержащий скопления кремнистых скелетов диатомовых водорослей.

И. птероподовый (pteropod O.) – ил современных океанов, образующийся в результате отмирания птеропод (планктонных организмов).

И. радиоляриевый (radiolarian O.) – пелагический кремнистый ил, состоящий преимущественно из раковин планктонных радиолярий.

И. фораминиферовый (foraminifera O.) – пелагический известковый ил, состоящий преимущественно из раковин фораминифер и их обломков.

Инверсия геотектонического режима (inversion of geotectonic regime) – стадия развития геосинклинали, заключающаяся в превращении геосинклинальных прогибов в поднятия (геоантиклинали), а геоантиклиналей – в прогибы; и те, и другие при этом испытывают складчатость, метаморфизм и внедрение интрузий.

Ингрессия (ingression) – разновидность трансгрессивного быстрого наступления моря на сушу. Не сопровождается абразией, временной перерыв слабо уловим, угловые несогласия при горизонтальном залегании подстилающих пород отсутствуют.

Инсоляция (insolation) – воздействие солнечной энергии.

Интрузия (intrusion) – 1) процесс внедрения магматических масс; 2) магматическое тело, образовавшееся при застывании магмы на той или иной глубине от земной поверхности.

Инфильтрация (infiltration) – проникновение атмосферной и поверхностной воды в породу и почву по капиллярным порам, трещинам, пустотам.

Ископаемые руководящие (index fossil) – остатки ископаемых растений и животных, которые имеют ограниченное вертикальное (по времени) и широкое горизонтальное (в пространстве) распространение.

К

Кайнозой (Cenozoic) – см.: эра кайнозойская.

Кальдера (caldera) – циркообразная впадина, образовавшаяся при обрушении конуса вулкана на месте его кратера.

Камы (hill-island) – округлые конусовидные холмы водно-ледникового происхождения, часто с плоскими вершинами, сложенные в основном слоистыми песками, гравием и располагающиеся вблизи (с внутренней стороны) конечных морен.

Кар (corrier) – нишеобразное углубление, с крутыми стенами и пологим дном, врезанное в верхнюю часть склонов гор и занятое ледником, фирном или озером.

Карст (karst) – явление растворения пород подземными и поверхностными водами с образованием пустот разного размера и формы.

Катагенез (catagenesis) – совокупность физико-химических процессов преобразования осадочных пород после их возникновения из осадков и до превращения в метаморфические породы. Протекает в условиях низких температур и давлений.

Катаклазиты (cataclasite) – породы, возникающие в результате процессов динамометаморфизма и характеризующиеся деформацией кристаллических решеток минералов и механическим дроблением; преобразования в катаклазитах значительно слабее, чем в милонитах.

Каустобиолиты (caustobiolith) – горючие ископаемые: торф, каменный уголь, нефть.

Кимберлит (kimberlite) – вулканическая брекчиевидная ультраосновная порода, иногда содержащая алмазы; впервые открыта в вулканических трубках взрыва.

Кларк элемента (clarke) – среднее содержание элемента в земной коре, выраженное в процентах.

Климат аридный (arid climate) – сухой климат с отрицательным балансом влаги, большими суточными и годовыми амплитудами температуры воздуха (пустыни и полупустыни).

К. гумидный (humid C.) – климат с избыточным увлажнением (годовая сумма осадков превышает количество влаги, которое испаряется и просачивается в грунт). Различают два типа **К.г.** – полярный (с многолетней мерзлотой) и фреатический (с грунтовыми водами).

Клиф (cliff) – отвесный береговой обрыв, образовавшийся в результате абразии.

Кокколитофори́ды (coccolithophorida) – микроскопические морские планктонные одноклеточные жгутиковые водоросли с наружной известковой оболочкой.

Колебания эвстатические (eustatic fluctuation) – колебания уровня Мирового океана, связанные с таянием или развитием ледников на Земле в результате колебания климата.

Коллювий (colluvium) – продукты выветривания, смещенные вниз по склону под влиянием силы тяжести почти без участия воды. Слагают тела осыпей, обвалов, оползней и т.д.

Кометы (comet) – небесные тела Солнечной системы, движущиеся по сильно вытянутым орбитам, состоящие из ледяного ядра и газового «хвоста», вытянутого на млн км.

Конгломерат (conglomerate) – сцементированная обломочная порода, состоящая из окатанных (округлых) обломков размером не более 2 мм.

Конус выноса (fan) – аккумулятивная форма в виде полуконуса, возникающая на месте резкого выполаживания продольного профиля реки (ручья), в результате чего поток теряет силу и переносимые им наносы отлагаются.

Кора выветривания (crust of weathering) – продукты физического, химического и биохимического выветривания, возникшие в верхней части литосферы в результате преобразования магматических, метаморфических и осадочных пород.

Кора земная (crust of the Earth) – оболочка Земли, располагающаяся выше границы Мохоровичича и слагающая верхнюю часть литосферы.

К. з. континентальная (continental C.) – характеризуется наличием трех слоев: осадочного, гранитно-гнейсового и гранулитно-базитового; ее мощность колеблется от 20 до 80 км.

К. з. океаническая (oceanic C.) – характеризуется наличием осадочного, базальтового и третьего слоя основного-ультраосновного состава; мощность коры достигает 10 км.

Кориолисова сила (Coriolis force) – см.: сила Кориолиса.

Коррозия (corrasion) – процесс **обтачивания, шлифования, полирования и высверливания горных пород обломочным материалом, перемещенным ветром.**

Коррозия (corrosion) – 1) изменение пород в результате растворения с появлением пустот, желобов и пр.; 2) разъединение, оплавление магмой ранее выделившихся минералов.

Коса (spit) – невысокий аккумулятивный вал, выступающий над поверхностью воды, формирующийся за счет падения транспортирующей способности водного потока.

Кратер (crater, vent) – впадина в виде чаши или воронки в вершинной части вулканического конуса, образующаяся за счет активной эксплозивной (взрывной) деятельности вулкана.

Кратоны (craton) – крупные жесткие (консолидированные) участки земной коры, способные к слабому преобразованию в период тектономагматической активизации.

Кривая гипсографическая (hypsographic curve) – условная кривая, показывающая соотношение основных морфологических элементов Земли и распределение высотных отметок на суше и глубине в океане.

К. палеогеографическая (paleogeographic C.) – линия, отражающая реставрированную историю колебательных движений, которая может быть схематически изображена на графике.

Криолитозона (Cryolithozone) – зона распространения многолетнемерзлых пород.

Криотурбация (cryoturbation) – текстура горных пород, представляющая собой в разрезе завихрения, кольца, изгибы и др. виды рисунков, возникающая в результате деформации избыточно увлажненных пород при их замерзании.

Криптозой (эра «скрытой жизни») (Cryptozoic) – докембрий; промежуток времени, предшествовавший в истории Земли палеозойской эре (кембрийскому периоду).

Крыло разрывного нарушения (fault wall)– блок горных пород, примыкающий к плоскости сместителя. Различают **К.р.н.**: висячие, лежащие, поднятые и опущенные, левые и правые.

К. складки (limb of fold) – часть складки, примыкающая к замку, где слои имеют наклон в одну сторону.

Ксенолиты (xenolith) – включения в магматической породе чуждых ей обломков пород.

Л

Лава (lava) – раскаленная жидкая или вязкая масса, вытекающая на поверхность Земли при извержениях вулканов и теряющая при этом растворенные в ней летучие компоненты.

Лагуна (lagoon) – мелководный водоем, отделенный от моря полосой береговых валов, изредка соединенный с морем узким проливом.

Лакколит (laccolithe) – грибообразная интрузия, у которой дно и кровля согласны со слоистостью вмещающих пород.

Лапилли (lapilli) – округлые или угловатые продукты вулканических выбросов размером от горошины до грецкого ореха (1–3 см).

Ледник (glacier) – крупное естественное скопление кристаллического льда, перемещающееся по земной поверхности. Образуется в районах, где твердых атмосферных осадков выпадает больше, чем таит и испаряется.

Л. горный (долинный) (valley G.) – характеризуется наличием четко выраженных областей питания (фирновый бассейн) и областей стока в виде перемещающихся ледниковых языков.

Л. Маляспина (Malaspina G.) – тип ледника, образующийся при слиянии на предгорной равнине нескольких ледников, спустившихся с одного горного хребта.

Л. материковый (покровный) (continental G.) – обширная караваемобразная масса льда, обычно занимающая возвышенный район. Характеризуется большой мощностью льда, отсутствием влияния доледникового рельефа на его распространение, отсутствием четкого разделения области питания и области стока, радиальным характером движения льда к окраинам ледникового покрова, плосковыпуклой формой поверхности.

Лесс (loess) – алевролитовая порода светло-желтой окраски с общей пористостью 40–56%, с видимыми невооруженным глазом канальцами, неслоистая, известковая, дающая столбчатую отдельность.

Ликвация (liqutation) – процесс разделения магмы при понижении температуры на два несмешивающихся расплава.

Лиман (liman) – расширенное и превращенное в залив устье реки, затопленное водами моря, которое не имеет приливов и отливов.

Липарит (liparite) – эффузивная кислая порода, аналог гранита.

Литогенез (lithogenesis) – совокупность процессов образования и эволюции осадочных горных пород.

Литификация (lithification) – окаменение, процесс превращения рыхлых осадков в твердые породы.

Литораль (littoral) – прибрежная часть морей и океанов, периодически осушаемая во время отливов.

Литосфера (lithosphere) – верхняя твердая оболочка Земли, включающая всю земную кору и верхнюю часть верхней мантии. Сверху ограничена атмосферой и гидросферой, снизу – астеносферой.

Ложе океана (floor of ocean) – крупнейший элемент рельефа Земли, занимающий большую часть дна океана и характеризующийся океаническим типом земной коры.

Лополит (lopolith) – крупное пологозалегающее интрузивное тело, вогнутое в центральной части.

М

Маары (maar) – плоскодонные кратеры взрыва без конуса, окруженные невысоким валом из рыхлых продуктов извержения, иногда заполнены водой.

Магма (magma) – огненно-жидкий силикатный (карбонатный, магнетитовый, серный) расплав, содержащий в растворенном состоянии летучие компоненты (углекислоту, воду, фтор, хлор и др.), возникающий в земной коре или верхней мантии.

Магматизм (magmatism) – совокупность всех геологических процессов, связанных с деятельностью магмы. Объединяет эффузивные (вулканизм) и интрузивные (плутонизм) процессы.

Магнитосфера Земли (magnetosphere of the Earth) – область распространения магнитного поля Земли, охватывающая околоземное пространство и верхний слой атмосферы. Служит защитой от ионизирующего излучения космического пространства.

Мантия (mantle) – включает весь вещественный комплекс, залегающий между границей Мохоровичича (глубина 30–36 км) – подошвой земной коры и границей Викерта – Гутенберга (2900 км) – наружной границей ядра.

М. верхняя (upper M.) – область между границей Мохоровичича (30–36 км) и слоем Голицына (670 км). Включает астеносферу.

М. нижняя (lower M.) – область, располагающаяся на глубине от 950–1000 км до 2900 км вокруг ядра Земли. На основании полученных сейсмических данных прогнозируется однородность и изотропность среды **М. н.**

Меандры (meander) – петлеобразные изгибы русел рек, образовавшиеся за счет боковой эрозии.

Мегантиклинорий (megaanticlinorium) – сложная складчатая структура с выпуклым зеркалом складчатости.

Межень (low water) – ежегодно повторяющееся сезонное (зимнее и летнее) низкое стояние уровня воды в реках.

Мезозой (Mesozoic) – см.: эра мезозойская.

Мергель (marl) – осадочная порода смешанного глинисто-карбонатного состава с содержанием извести 50–76 %, а глинистой составляющей – 25–50%.

Мерзлота вечная (permafrost) – условный неопределенный термин, используемый в трех значениях: 1) явление длительного охлаждения горных пород верхней части земной коры до нулевой и отрицательной температуры; 2) слой или область распространения долго не оттаивающих горных пород (т.н. многолетнемерзлый слой); 3) горные породы, сцементированные замерзшей в них влагой (многолетнемерзлые породы).

Метаморфизм (metamorphism) – разнообразные эндогенные процессы, изменяющие структуру, минеральный и химический состав горных пород в результате воздействия одного или нескольких факторов.

Метеориты (meteorite) – тела, падающие на Землю из межпланетного пространства. По составу подразделяются на железные, железокаменные, каменные и стекловатые.

Метод гравиметрический (gravimetric method) – геофизический метод решения геологических задач, основанный на изучении гравитационного поля участка земной коры.

Методы геохронологические (geochronological M.) – методы определения возраста горных пород; выделяют две группы **М. г.**: **методы определения абсолютного возраста** – группа методов определения возраста, выраженного в астрономических единицах, основанных на свойстве естественных радиоактивных элементов распадаться с определенной постоянной скоростью с превращением в стабильные изотопы; **методы определения относительного возраста**, основанные на законах эволюции органического мира (палео-

нтологический метод) или на изучении последовательности и взаимоотношений пород (литологический метод).

Милонит (milonite) – породы высшей стадии динамометаморфизма, характеризующиеся механическим дроблением обломков и изменением первичной текстуры на ориентированную.

Миндель (Mindel) – второе четвертичное оледенение Альп (около 400 тыс. лет назад). Отвечает окскому оледенению Восточно-Европейской равнины.

Миогеосинклиналь (miogeosyncline) – (устар. понятие) внешняя, окаймляющая часть эвгеосинклинали, располагающаяся на границах с платформой, характеризующаяся очень слабой вулканической активностью или полным ее отсутствием и сложенная терригенными (нередко угленосными) и карбонатными породами.

Мобилизм – ряд гипотез, допускающих возможность горизонтального перемещения отдельных глыб материковой коры по пластичному слою подкорового субстрата.

Моласса (molasses) – комплекс осадочных грубокластогенных отложений, образующих свой тип разреза, в составе которых различаются: нижняя – морская моласса (мергели, песчаники и конгломераты); верхняя – континентальная моласса (конгломераты).

Моноклиналь (monocline) – структура с выдержанным однонаправленным наклонным залеганием слоев.

Морены (moraine) – отложения обломочного материала, накопленного при транспортировке и движении ледника. Различают М.: 1) основные, краевые – для покровного оледенения и 2) боковые, срединные, внутренние, донные и конечные – для горно-долинных ледников.

Моря окраинные (marginal sea) – моря, расположенные на окраине материков и отделяющиеся от океанов полуостровами, островами, подводными грядками. Среди М.о. выделяют моря эпиконтинентальные (шельфовые) и котловинные.

Мофетты (mofettes) – низкотемпературные (ниже 100°C) выделения углекислого газа и углеводородов вблизи действующих и затухающих вулканов.

Мохоровичича поверхность (Mohorovičić boundary) – см.: Граница Мохоровичича.

Мощность (thickness) – расстояние между поверхностями напластования или контактами, ограничивающими геологическое тело.

М. истинная (true T.) – кратчайшее расстояние между поверхностями, ограничивающими тело.

М. видимая (apparent T.) – расстояние между плоскостями напластования или контактами на поверхности выхода тела.

М. вертикальная (vertical T.) – расстояние между плоскостями напластования, измеряемое по вертикали.

Мульда (чаша) (basin, trough) – синклиналь, имеющая в плане изометрическую (овальную или круглую) форму.

Н

Надвиг (thrust) – разрывное нарушение с пологим (менее 40°) падением сместителя, по которому висячий бок надвинут на лежащий.

Наклонение магнитное (magnetic inclination) – угол между направлением силовых линий магнитного поля Земли и горизонтальной плоскостью. По мере движения от экватора к магнитным полюсам изменяется от 0° до 90°.

Нарушения дизъюнктивные (разрывные) (disjunctive dislocation) – общее название многих видов тектонических нарушений, сопровождающихся перемещением разорванных частей геологических тел друг относительно друга. Сюда относят раздвиги, сдвиги, сбросы, выбросы, надвиги, шарьяжи и пр.

Н. пликативные (складчатые) (plicative D.) – деформации в земной коре, приводящие к возникновению изгиба слоев. При этом либо не происходит нарушения сплошности пород (складки изгиба), либо породы разбиваются системой трещин на множество мелких блоков, сдвигающихся или поворачивающихся относительно друг друга и в целом образующих складку (складки скальвания). Выделяют два главных типа: синклинали и антиклинали.

Нектон (nekton) – водные животные, обладающие способностью активно двигаться.

Некк (neck) – столбообразное тело, представляющее собой жерло вулкана, сложенное застывшей лавой, туфами, лавобрекчиями и др.

Несогласие (discordance) – нарушенная последовательность залегания слоев, определяемая пространственным положением и возрастными соотношениями.

Н. параллельное (disconformity) – нарушение возрастной последовательности залегания слоев, обусловленное выпадением их из разреза.

Н. угловое (angular discordance) – залегание молодых отложений на размытой поверхности древних, имеющих другие элементы залегания.

Ниша волноприбойная (wave-cut notch) – углубление в основании скалистого берегового уступа (обрыва), образованное в результате ударов волн в зоне прибоя.

Ноосфера (noosphere) – сфера активного влияния деятельности человека на окружающую среду.

О

Обдукция (obduction) – процесс надвигания океанической коры на континентальную.

Область абиссальная (abyssal area) – см.: зона абиссальная.

О. батимальная (bathial A.) – см.: зона батимальная.

О. неритовая (neritic A.) – прибрежная мелководная часть морей и океанов, примерно совпадающая с границами шельфа.

О. плейстосейстовая (pleistoseismic region) – область проявления максимальной силы землетрясения. В ее центре находится эпицентр землетрясения.

О. сейсмическая (seismic region) – территория на поверхности Земли, обладающая высокой потенциальной сейсмичностью.

Обсидиан (obsidian) – вулканическое стекло, чаще всего темного цвета. По химическому составу обычно соответствует кислым породам.

Озеро (lake) – котловина на поверхности суши, заполненная водой и не имеющая непосредственного сообщения с морем.

Окаменелости (fossils) – сохранившиеся в горных породах окаменевшие органические остатки, а также следы жизнедеятельности организмов.

Окраины континентальные активные (active continental margin) – тектонически подвижные зоны, характеризующиеся активной магматической деятельностью.

О. к. пассивные (passive C.M.) – выровненные подводные продолжения континентов (шельф, склон).

Оледенение (glaciation) – процесс распространения на поверхности Земли ледяного покрова или сами ледники. См.: вюрм, гюнц, докайнозойские оледенения, миндель, рисс.

Оползень (landslip) – отрыв земляных масс или слабо сцементированных слоистых горных пород и перемещение их по склону под влиянием силы тяжести.

Организмы стеногалинные (stenohaline organism) – организмы, не переносящие изменения солености воды.

О. эвригалинные (euryhaline O.) – водные организмы, способные переносить значительные колебания солевого режима.

О. эвритермные (eurythermal O.) – организмы, способные переносить большие колебания температурного режима среды.

Ороген (orogen) – горноскладчатое сооружение, возникшее на месте геосинклинали.

Орогенез (orogeny) – очень интенсивные кратковременные (в отличие от эпейрогенеза) необратимые тектонические движения геосинклинальных зон, приводящие к складкообразованию и, следовательно, к значительным изменениям тектонического строения регионов, в которых они проявляются.

Осадки морские (полигенные) (marine sediments, polygene) – осадки сложного (метеоритного, вулканического, эолового) генезиса, возникшие на дне морского бассейна.

О. м. биогенные (органогенные) (biogenic M. S.) – образуются в результате скопления на дне водных бассейнов различных скелетных и покровных остатков организмов.

О. м. терригенные (terrigenes M. S.) – разные по структуре и составу обломочные продукты разрушения горных пород.

Отдел (division) – отложения, образовавшиеся в течение геологической эпохи.

Отложения флювиогляциальные (fluvioglacial deposits) – отложения талых вод ледников, представленные преимущественно слоистой галькой, гравием и косослоистым песком (син.: водно-ледниковые).

Офиолиты (ophiolite) – см.: ассоциация офиолитовая.

П

Палеозой (Paleozoic) – см.: эра палеозойская.

Парагенез (paragenesis) – совместное нахождение, возникающее в результате одновременного или последовательного образования. Термин применяется к минералам, породам, фациям.

Пачка (bench, band) – 1) небольшая по мощности часть свиты или подсвиты с определенными особенностями; 2) небольшая по мощности совокупность пластов, характеризующаяся некоторой общностью признаков.

Пегматит (pegmatite) – разноминеральная, преимущественно гигантозернистая порода, залегающая в форме жил, линз, гнезд, штокообразных и др. тел. Различают П., связанные с кислыми, средними и основными горными породами.

Пелиты (pelite) – осадочные породы любого состава и происхождения, сложенные частицами размером менее 0,01 мм.

Период геологический (geological period) – единица геохронологической шкалы, отвечающая крупному этапу развития Земли. Является частью эры и соответствует времени образования отдельной системы.

Песок (sand) – рыхлая обломочная порода, состоящая из обломков размером 0,1–2 мм.

Песчаник (sandstone) – сцементированная осадочная обломочная порода, сложенная обломками размером 0,1–2 мм.

Пиллоу-лава (pillow lava) – лава волнистая, излившаяся под водой или внедрившаяся в ил на дне моря; представлена скоплением округлых тел в виде подушек или шаров, вдавленных друг в друга или вытянутых друг за другом. Син.: лава подушечная, лава шаровая, лава эллипсоидная.

Пироксенит (pyroxenite) – темноцветная полнокристаллическая ультраосновная бесполевошпатовая порода, состоящая из пироксенов; нередко присутствует роговая обманка; из аксессуарных минералов встречаются оливин, биотит, плагиоклаз, шпинель и рудные минералы.

Планктон (plankton) – мелкие организмы, пассивно передвигаемые в воде волнами и течениями и не обладающие способностью активного движения.

Пласт (stratum, bed, layer) – элемент слоистой толщи (равный одному или нескольким слоям), образовавшийся в результате резкой региональной смены условий седиментации.

Платформа (platform) – основной элемент структуры континентов со спокойным тектоническим режимом, характеризующийся двухъярусным строением (внизу – складчатый фундамент, сверху – чехол), равнинным рельефом.

ефом поверхности, малыми мощностями чехла, их субгоризонтальным залеганием.

П. древняя (ancient P.) – платформа, возникшая на месте древней докембрийской подвижной области.

П. молодая (young P.) – платформа, возникшая в постпротерозойское время на месте каледонских, герцинских и мезозойских складчатых областей.

Плоскость осевая (складки) (axial plain (of fold)) – плоскость, делящая складку на две равные части.

Пойма (floodplain) – затопляемая в половодье часть дна речной долины.

Покровы (тектонические) (nappe) – горизонтальный или пологий надвиг с перемещением масс в виде покровов на расстояния, достигающие несколько десятков или, возможно, даже первых сот км по волнистой поверхности надвига. Син.: шарьяж.

Полиморфизм (polymorphism) – свойство некоторых веществ давать в различных термодинамических условиях две или более модификаций с одинаковым валовым химическим составом, но с различными физико-химическими свойствами, в том числе кристаллической.

Пористость (porosity) – объем всех сингенетических (первичных) и эпигенетических (вторичных) пустот (пор, каверн, микротрещин и др.) в горных породах.

Породы горные (rocks) – агрегаты минералов; разделяются по происхождению, составу и строению. Формируются в результате деятельности геологических процессов и слагают в пределах земной коры самостоятельные тела.

П. г. водопроницаемые (water permeable R.) – пористые или трещиноватые горные породы, по которым возможно движение подземных вод.

П. г. магматические (igneous R.) – породы, образующиеся в результате охлаждения и затвердения магмы на различных глубинах и на земной поверхности.

П. г. метаморфические (metamorphic R.) – породы, образующиеся в результате преобразования магматических, осадочных, а иногда и метаморфических пород под воздействием различных факторов (температуры, давления, химических растворов и газов).

П. г. осадочные (sedimentary R.) – породы, сформировавшиеся на поверхности земной коры из продуктов разрушения горных пород путем химического или механического выпадения осадков из воды, а также остатков жизнедеятельности организмов и растений.

Поток грязекаменный (mud-and-stone stream) – пылевато-глинистая масса в форме гидратных пленок и защемленной воды, смешанная с обломками горных пород разного размера.

П. мутьевой (turbid S.) – поток воды, насыщенный взвесью, перемещающийся по наклонному дну водоема под воздействием гравитации. Продукты аккумуляции П.м. называются турбидитами.

Почва (soil) – самостоятельное естественноисторическое органо-минеральное тело, возникшее в результате воздействия живых и мертвых организмов и природных вод на поверхностные горизонты горных пород в различных условиях климата и рельефа в гравитационном поле Земли.

Пояса орогенные эпигеосинклинальные (epigeosynclinal orogenic belt) – орогенные пояса, сформировавшиеся на месте ранее существующих геосинклинальных областей, переживших начальную стадию развития указанных структур.

П. о. эпиplatformенные (epiplatform O.V.) – линейно вытянутые протяженные области горообразования, сформировавшиеся на месте платформенных структур в результате резкого оживления (активизации) тектонических движений.

Продукты пирокластические (pyroclastic product) – твердые продукты извержения вулкана, выброшенные взрывной волной. По размеру обломков различают: вулканические бомбы (более 3 см), вулканические лапилли (1–3 см), вулканический гравий (2–10 мм), вулканический песок (0,1–2 мм), вулканический пепел (0,01–0,1 мм), вулканическая пыль (0,001–0,01 мм).

Пролувий (proluvium) – обломочные отложения временных водотоков, различные по крупности, обычно неокатанные.

Пропласток (intercalation) – небольшой по мощности слой горных пород, залегающий внутри более крупного слоя (пласта). Син.: слоек, прослой.

Протерозой (Proterozoic) – время образования горных пород, составляющих протерозойскую акротему, продолжительностью свыше 2–2,2 млрд лет. Подразделяется на нижний и верхний протерозой.

Профиль равновесия реки (profile of equilibrium in river) – предельная форма продольного профиля реки, при котором живая сила водного потока уравнивается сопротивлением пород ложа реки. Вырабатывается в условиях относительно постоянного положения базисов эрозии и денудации.

Процессы гидротермальные (hydrothermal P.) – процессы преобразования и образования горных пород и минералов, обусловленные воздействием горячих водных растворов (гидротерм).

П. экзогенные (exogenetic P.) – геологические процессы, вызванные внешними по отношению к Земле силами; происходят на поверхности Земли. К **П. эк.** относятся: выветривание горных пород; перемещение продуктов выветривания под влиянием воды, ветра, льда, силы тяжести; образование осадочных горных пород и некоторых типов месторождений.

П. эндогенные (endogenic P.) – геологические процессы, вызванные внутренними силами Земли и происходящие внутри Земли. К **П. эн.** относятся: тектонические, магматические, метаморфические и гидротермальные процессы.

Псаммиты (psammite) – обломочные разномерные песчаные породы; размер зерен колеблется от 0,1 до 2 мм.

Псевдоморфоза (pseudomorph) – минеральные индивиды, обладающие внешней кристаллографической формой, чуждой слагающему их веществу.

Псефиты (psephyte) – крупнообломочные осадочные породы; размеры обломков более 2 мм.

Р

Равнина абиссальная (abbyssal plain) – горизонтальная или холмистая глубоководная равнина, развитая на дне океанских котловин.

Разлом трансформный (transform fault) – сдвиг, маркирующий границу плит и резко обрывающийся с обоих концов у другой границы плит. Син.: разлом горизонтального скола.

Разломы глубинные (deep-seated F.) – зоны подвижного сочленения крупных блоков земной коры и подстилающей верхней мантии, обладающие протяженностью до многих сотен и тысяч км при ширине в несколько десятков км, существующие на протяжении геологических периодов и др.

Регрессия моря (regression of sea) – отступление моря с территории суши.

Риф барьерный (barrier reef) – гряда коралловых рифов, расположенная на некотором расстоянии от берега, часто на краю материковой или островной отмели с крутым (отвесным) склоном.

Рифт (rift) – линейно вытянутая (длиной сотни и тысячи км) отрицательная щелевидная или ровообразная структура глубинного происхождения со сложным внутренним строением и своеобразным магматизмом.

Рисс (рисская ледниковая эпоха) (Rissian) – четвертичное оледенение (180–110 тыс. лет назад), установленное в Альпах. Отвечает днепровскому на Восточно-Европейской равнине и самарскому на Сибирской платформе.

С

Сапропель (sapropel) – озерный ил, насыщенный органическим веществом, образовавшимся за счет продуктов распада живущих в воде растительных и животных организмов.

Сброс (fault) – разрывное нарушение, при котором сместитель падает в сторону опущенного крыла (висячее крыло опущено относительно лежащего).

Седиментация (sedimentation) – процесс образования осадков в природных условиях путем перехода осадочного материала из подвижного или взвешенного состояния в неподвижное (осадок).

Сейсмограф (seismograph) – прибор для преобразования механических колебаний почвы в электрические и последующей записи на светочувствительной бумаге.

Сейсмология (seismology) – наука о землетрясениях и связанных с ними явлениях; раздел геофизики.

Сель (short-lived mudflow) – кратковременный разрушительный поток, перегруженный грязе-каменным материалом.

Серия осадков регрессивная (regressive deposit series) – серия осадков, отражающая последовательную смену глубоководных условий все более мелководными, вплоть до континентальных.

С. о. трансгрессивная (transgressive D.S.) – отражает последовательную смену мелководных осадков глубоководными в соответствии с постепенно углубляющимся наступающим бассейном.

Сиенит (syenite) – магматическая полнокристаллическая бескварцевая порода, состоящая преимущественно из щелочных полевых шпатов и роговой обманки или биотита.

Сила Кориолиса (Cariolis force) – сила, отклоняющая движущееся горизонтально у поверхности Земли тело; независимо от направления движения вследствие вращения Земли с запада на восток в Северном полушарии тело отклоняется вправо, в Южном – влево.

Силл (sill) – интрузивная залежь согласная с напластованием вмещающих пород.

Сингенез (syngenesiс) – образование минералов, происходящее во время отложения осадков; начальная стадия литогенеза.

Синеклиза (syncline) – крупная отрицательная структура, характерная для платформенных областей, с пологими углами падения крыльев, центр которой слагают более молодые отложения, а по периферии выходят более древние.

Синклираль (syncline) – вогнутая складка, ядро которой сложено более молодыми слоями, а крылья – древними.

Синклинорий (synclinorium) – крупная сложная структура синклинального строения, крылья которой осложнены более мелкими складками.

Система (system) – отложения, образовавшиеся в течение геологического периода.

Скарн (skarn) – горная порода, состоящая преимущественно из граната, пироксена, амфибола и хлорита, других минералов, образовавшаяся при контактовом метаморфизме известково-силикатных пород.

Складка (fold) – форма пликативных нарушений, представляющая собой волнообразный изгиб пластов различных масштабов и морфологии.

С. антиклинальная (anticlinal F.) – см.: антиклиналь.

С. диапировая (diapiric F.) – антиклинальная складка, у которой мощность слоев в замке уменьшаются, а сплошность слоев в крыльях часто нарушается.

С. изоклиральная (isoclinal F.) – складка, у которой крылья и осевая плоскость параллельны.

С. косая (diagonal F.) – складка с наклонной осевой поверхностью и крыльями, падающими в разные стороны с различными углами наклона.

С. лежащая (горизонтальная) (horizontal F.) – складка с горизонтальной осевой поверхностью.

С. ныряющая (plunging F.) – складка с изогнутыми в виде свода крыльями и осевой поверхностью.

С. опрокинута (наклонная) (inverted F.) – складка с наклонной осевой поверхностью и крыльями, падающими в одну сторону под разными углами.

С. параллельная (концентрическая) (concentric F.) – складка с одинаковыми мощностями слоев на крыльях и в замке.

С. подобная (similar F.) – складка с увеличенной мощностью слоев в замке и уменьшенной на крыльях.

С. прямая (симметричная) (normal F.) – складка с вертикальной осевой плоскостью и крыльями, падающими в разные стороны под одинаковым углом.

С. синклиальная (synclinal F.) – см.: синклираль.

Складки брахиформные (brachyaxial F.) – см.: брахискладки.

С. линейные (linear F.) – складки, длина которых значительно превышает ширину.

Складчатость дисгармоничная (disharmonic folding) – складчатость, которая по-разному проявляется в толщах, сложенных горными породами различной пластичности. В низкопластичных породах (песчаники, известняки и др.) образуются простые, а в пластичных слоях (глины и др.) – сложные формы дислокаций.

С. полная (complete F.) – складчатость, характеризующаяся непрерывным чередованием антиклинальных и синклиальных складок и охватывающая отдельные крупные регионы.

С. прерывистая (interrupted F.) – локальные изолированные единичные складки, расположенные среди горизонтально залегающих толщ, развитые преимущественно на платформах.

Склон материковый (continental slope) – относительно крутой уступ с уклоном в среднем 3–5°, верхняя граница которого совпадает с краем шельфа, а нижняя (подножие) образована перегибом поверхности при переходе к ложу океана (глубина 3–5 км).

Склонение магнитное (magnetic inclination) – угол между магнитным и географическим меридианами. Различают восточное и западное склонение.

Слоистость (bedding, layering, lamination) – чередование слоев горных пород, отличающихся составом, строением, окраской и другими видимыми или невидимыми признаками.

С. градационная (gradational bedding) – чередование пачек осадков, в каждой из которых крупность частиц постепенно уменьшается снизу вверх по разрезу. Характерна для турбидитных и флишевых отложений, а также для отложений предгорных озер.

Слой базальтовый (basaltic layer) – слой основных магматических пород (10–30 км), лежащий под гранитным слоем в разрезе земной коры. Нижняя граница **С.б.** совпадает с поверхностью раздела Мохоровичича.

С. гранитный (granitic L.) – слой земной коры, залегающий под рыхлым осадочным покровом и сложенный породами, близкими по составу и физическим свойствам к граниту.

С. деятельный (active L.) – верхний слой горных пород, подвергающийся периодическому протаиванию – сезонноталый слой (в области распространения многолетнемерзлых пород) и промерзанию – сезонномерзлый слой (вне этой области).

Слойчатость (bedding, layering, lamination) – внутренняя структура слоя осадочных горных пород, выражающаяся в чередовании слоев толщиной от долей мм до нескольких см.

Сместитель (surface of fracture) – поверхность разрыва разной формы, по которой происходит смещение блоков горных пород.

Солифлюкция (solifluction) – течение протаивающих, сильно переувлажненных почв (деятельного слоя) в областях многолетней или вечной мерзлоты.

Сольфатары (solfatara) – источники вулканических газов, содержащих преимущественно сероводород или сернистый газ (температура 80–300°C). Син.: фумаролы сернистые.

Спрединг (spreading) – процесс раздвигания в разные стороны литосферных плит от рифтовой зоны.

Стадия выветривания обломочная (clastic stage of weathering) – начальная стадия выветривания. Характеризуется преобладанием физического выветривания, в результате которого накапливаются обломки первичных горных пород.

Сталагмит (stalagmite) – натечные минеральные образования (чаще известковистые), возникающие на дне пещер при испарении капающей сверху минерализованной воды и нарастающие снизу вверх.

Сталактит (stalactite) – натечные минеральные образования, нарастающие на потолках пещер, горных выработок и спускающиеся вниз в виде сосулек.

Старица (oxbow, mortlake) – старое, брошенное русло реки, обычно дугообразно изогнутой формы.

Стратовулканы (stratovolcano) – вулканы центрального типа, конус которых имеет слоистое строение.

Стрежень (main stream) – часть водного потока (реки) с наибольшей скоростью течения.

Субдукция (subduction) – процесс поддвигания океанической коры под континентальную.

Сублимация (sublimation) – переход вещества из твердого состояния в газообразное, минуя жидкую фазу.

Сублитораль (sublittoral zone) – область моря, расположенная рядом с литоралью и находящаяся ниже уровня моря при отливе.

Суффозия (suffusion) – выщелачивание и механическое вымывание пылеватых частиц из рыхлых пород подземными водами, приводящие к оседанию вышележащих толщ и образованию на поверхности Земли суффозных воронок, провальных впадин.

Т

Талассократон (thalassocraton) – тектонически устойчивая область океанского ложа, испытывающая преимущественно нисходящие вертикальные движения, практически асейсмичная.

Талик (talic) – слой или массив горных пород, имеющий температуру выше 0°С в течение всего года и содержащий воду в жидкой фазе, окруженный мерзлой толщей горных пород.

Тектиты (tektite) – оплавленные высококремнистые стеклянные тела зеленой, редко черной окраски, разнообразной формы и размера, образующие поля рассеяния на поверхности Земли. Существуют две основных гипотезы их образования: метеоритная (с привнесением вещества Т. из космоса) и импактная (с образованием Т. из земного материала в результате удара космического тела о поверхность Земли).

Тектоника (tectonics) – 1) учение о строении земной коры, геологических структурах и закономерностях их расположения и развития; 2) строение какого-либо участка земной коры, определяющееся совокупностью тектонических нарушений и историей их развития.

Т. плит (тектоника новая глобальная) (new global T., plate T.) – новейшая геологическая гипотеза, рассматривающая литосферу Земли как систему подвижных литосферных плит, испытывающих раздвигание в рифтовых зонах (зонах спрединга) и непрерывно перемещающихся к зонам сжатия или зонам всасывания (зонам Беньюфа).

Тектоносфера (tectonosphere) – оболочка Земли, включающая литосферу и астеносферу, в которой зарождаются и проявляются вертикальные и горизонтальные тектонические движения.

Термокарст (термический карст) (thermokarst) – процесс вытаявания подземного льда, заключенного в верхней части многолетнемерзлой зоны, и связанного с этим проседания поверхности Земли и возможным образованием котловин, заполненных водами озер.

Термоклин (слой скачка) (thermocline) – скачкообразное изменение вертикального градиента температуры (по сравнению с выше- и ниже расположенными слоями).

Терра-росса (terra rossa) – красноцветные глинистые железистые образования, залегающие на карбонатных породах, которые формируются за счет нерастворимого остатка в зоне супергенеза.

Терраса (terrace) – выровненная площадка на береговом склоне, в долине, обязанная своим происхождением действию проточной воды или волновой работе прибоя на фоне действующих тектонических поднятий, а также климатически и эвстатически обусловленных изменений уровня бассейна.

Т. абразионная (волноприбойная) (wave-cut rock bench) – пологая вдольбереговая площадка (бенч), ограниченная в сторону суши активным или отмершим клифом.

Т. аккумулятивная (aggradatuon terrace) – терраса, выработанная в рыхлых продуктах предыдущего цикла аккумуляции.

Т. цокольная (rock-defended T.) – речная терраса двухъярусного строения, нижняя часть которой представлена коренными породами (цоколь), а верхняя сложена рыхлыми породами. Син.: терраса смешанная.

Т. эрозионная (erosion T.) – речная терраса, выработанная при донной и боковой эрозии в коренных горных породах.

Тефра (tephra) – рыхлый пепловый вулканический материал, образующийся при эксплозиях (выбросах).

Тиллиты (tillite) – древние морены, обычно литифицированные, представляющие собой несортированные образования, подвергающиеся уплотнению, иногда метаморфизму (конгломераты, конгломератобрекчии).

Торф (peat) – скопление остатков отмерших растений, прошедших первую стадию преобразования на пути превращения в уголь.

Трансгрессия (transgression) – процесс наступления моря на сушу.

Траппы (trapp) – основные излившиеся и внедрившиеся в виде силлов магматические породы (долериты, диабазы, диабазовые порфириты, базальты и т.д.), развитые на платформах.

Трог (trough) – корытообразная горная долина, форма которой обусловлена эрозионной деятельностью ледника.

Турбидит (turbidite) – название древних и современных отложений турбидных (суспензионных, мутьевых) потоков.

Туф (tuff) – горная порода, образовавшаяся из твердых продуктов вулканических извержений. Син.: туф вулканический.

Туффит (tuffite) – осадочно-вулканогенная порода, в которой содержание пирокластического материала превышает 50 %.

У

Угли лимнические (limnic coal) – угли, образовавшиеся из торфа, накопившегося в озерных условиях.

У. паралические (paralic C.) – угли, образовавшиеся из торфа, накопившегося в прибрежно-морских условиях.

Ультраметаморфизм (ultrametamorphism) – высшая стадия регионального метаморфизма.

Ундуляции (undulation) – поднятия и погружения шарниров складок; волновые изгибы в земной коре, приводящие к образованию складчатых структур.

Уровень пьезометрический (piezometric level) – устанавливается в скважинах и колодцах при вскрытии напорных вод.

Ф

Факолит (phacolite) – небольшое бескорневое интрузивное тело линзовидной формы, зажатое в замке антиклинальной (реже синклинальной) складки.

Фанерозой (Phanerozoic) – совокупность палеозойской, мезозойской и кайнозойской эр. Им соответствуют отложения, охарактеризованные достоверными органическими остатками.

Фация (осадочная) (facies) – совокупность генетических признаков осадков и условий их образования.

Фации магматические (igneous F.) – характеризуются вещественными и структурно-текстурными особенностями магматических пород (и тел), определяемыми условиями их образования – глубиной становления, формой залегания и взаимоотношениями с боковыми породами.

Ф. метаморфические (metamorphic F.) – представляют собой последовательный ряд, соответствующий увеличению степени регионального метаморфизма от фации зеленых сланцев до гранулитовой и эклогитовой.

Ф. осадочных отложений (F. of sedimentary deposits) – представляют определенную совокупность, которая подразделяется на континентальные, лагунные (переходные) и морские. Среди континентальных фаций выделяются: элювиальный ряд фаций (элювий, почвы и фации коры выветривания – бокситы, латериты, каолиниты); склоновый ряд фаций (коллювиальные, делювиальные); водный и подземноводный ряд фаций (аллювиальные, пролювиальные, озерные, пещерные осадки); ветровой ряд фаций (эоловые пески, эоловые лессы); ледниковый ряд фаций (разнообразные морены); наземно-вулканогенный ряд фаций (фации экструзивные и эксплозивные, эффузивно-осадочные и фации источников). Среди лагунных фаций выделяются фации дельтового комплекса и комплекс опресненных и соленых лагунных отложений. Среди морских фаций различаются фации прибрежные, мелководные (шельфовый комплекс), глубоководные (комплекс фаций континентального склона и ложа океанов).

Фиксизм – направление в тектонике, противопоставляющееся мобилизму; объединяет ряд гипотез, в основе которых лежит представление об устойчивом положении континентов; существенные горизонтальные перемещения отрицаются.

Филлит (phyllite) – сланцеватая метаморфическая порода глинистого состава с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, обусловленным развитием серицита.

Фитопланктон (phytoplankton) – одноклеточные водоросли, обитающие в верхнем освещенном слое воды.

Флексура (flexure) – коленообразный перегиб слоев; широко распространены в осадочном чехле платформ.

Флиш (flysch) – осадочная формация, характеризующаяся четко выраженной ритмичностью и градационной слоистостью; к нижним плоскостям

напластования обычно приурочены иероглифы биогенного и механического происхождения.

Формация (геологическая) (geological formation) – естественное и закономерное сочетание (парагенез, комплекс, ассоциации) горных пород (осадочных, вулканогенных, интрузивных), связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры.

Форшоки (foreshock) – слабые толчки - предвестники землетрясений.

Фумаролы (fumarole) – выделения вулканического газа и пара; они разделяются по составу газов на галогенные, сероводородные (сульфатары) и углекислые (мофеты). В узком смысле слова под фумаролами понимаются галоидные высокотемпературные, часто сухие (с низким содержанием H₂O) разновидности.

Фундамент (basement) – основание платформы; представлен в разрезах дислоцированными осадочными, метаморфическими и магматическими формациями.

Х

Хондриты (chondrite) – каменные метеориты, состоящие из хондр, небольших (около 1 мм) шаровых, реже эллипсоидных агрегатов, состоящих из пироксена, оливина и стекла, погруженных в тонкозернистую массу.

Ц

Центриклиналь (centrocline) – замыкание крыльев синклинали в результате воздымания шарнира.

Цикл тектогенеза альпийский (alpine cycle of tectogenesis) – планетарное развитие тектоносферы, характеризующееся превращением подвижных областей (геосинклиналей) в складчатые системы; охватывает интервал времени от мезозоя до неогена включительно.

Ц. т. байкальский (Baikalian C. T.) – цикл, в котором образование структур относится к концу протерозоя (рифейю)-кембрию. С ним связана байкальская складчатость.

Ц. т. герцинский (Hercynian C. T.) – эпоха интенсивного складкообразования, начавшегося в девонское и завершившегося в конце пермского времени.

Ц. т. каледонский (Caledonian C. T.) – совокупность геологических процессов (интенсивная складчатость, горообразование, гранитоидный магматизм), завершившихся возникновением складчатых горных систем – каледонид в конце раннего - начале среднего палеозоя.

Ц. т. киммерийский (Kimmerian C. T.) – совокупность геологических процессов (складчатость, горообразование, магматизм), завершившихся формированием складчатых структурных зон. Характерна неодновременность проявления в разных регионах от позднего триаса до раннего палеогена.

Цикл эрозии (erosion C.) – цикл эволюции горного рельефа; начинается с тектонического поднятия горной страны и состоит из нескольких стадий развития (молодость, зрелость, старость, дряхлость).

Цирк (cirque) – вогнутая форма рельефа на горных склонах.

Ц. ледниковый (glacial C.) – котловина в горах в виде амфитеатра, замыкающая верхний конец ледниковой долины (трога) и вмещающая фирн и лед.

Ц. оползневый (landslide C.) – котловина, образующаяся на крутых склонах в результате развития оползневых процессов.

Цунами (tsunami) – морские волны, обладающие огромной разрушительной силой, возникающие при землетрясениях.

Ч

Чехол (cover) – верхний структурный ярус платформы, залегающий несогласно на фундаменте; представлен осадочными формациями; характерно субгоризонтальное залегание и очень слабая дислоцированность отложений.

Ш

Шарнир складки (fold bend) – линия пересечения осевой плоскости поверхности слоя в замковой части складки.

Шарьяж (overthrust) – пологий или субгоризонтальный надвиг, имеющий значительную амплитуду горизонтального перемещения (от нескольких десятков до первых сотен км).

Шельф (shelf) – область мелкого моря (до 200 м), являющаяся затопленной окраиной материка.

Шкала геохронологическая (geochronological scale) – шкала геологического времени, показывающая последовательность и соподчиненность основных этапов геологической истории Земли и развития жизни на ней.

Ш. стратиграфическая (stratigraphical S.) – шкала, показывающая последовательность и соподчиненность стратиграфических подразделений осадочных, вулканогенных и метаморфизованных образований, слагающих земную кору.

Шток (stock) – интрузивное тело (до 100 км²) неправильной, но близкой к цилиндрической, формы.

Щит (shield) – выход кристаллического фундамента на дневную поверхность.

Э

Эвгеосинклиналь (eugeosyncline) (устар. понят.) – внутренняя высокопроницаемая часть подвижных зон, характеризующаяся накоплением мощных осадочных и вулканогенных толщ и проявлением магматизма.

Экзарация (exaration) – разрушение ледником горных пород, слагающих ложе ледника и вынос продуктов разрушения в виде глыб, валунов, щебня, песка, глины к краю ледника. Син.: ледниковая эрозия.

Эклогиты (eclogite) – кристаллические горные породы, образованные при региональном метаморфизме, сложенные пироксеном и красным гранатом.

Элементы петрогенные (petrogenic elements) – главнейшие химические элементы, образующие горные породы; к ним относятся наиболее распространенные элементы земной коры (O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K и др.).

Элювий (eluvium) – продукты выветривания горных пород, оставшиеся на месте своего образования. Син.: структурный элювий.

Эон (eon) – геохронологическое подразделение, объединяющее несколько эр. Выделяют следующие зоны: нижний архей, верхний архей, нижний протерозой (карелий), верхний протерозой и фанерозой.

Эонотема (eonothem) – стратиграфическое подразделение, объединяющее все стратифицированные горные породы, образовавшиеся в течение эона.

Эпейрогенез (epeirogenesis) – эпейрогенические движения – медленные вековые поднятия или опускания обширных сегментов Земли, не вызывающие существенных изменений их структуры и происходящие в платформенных или геосинклинальных областях.

Эпигенез (epigenesis) – вторичные процессы, ведущие к последующим изменениям и новообразованиям минералов и горных пород.

Эпицентр (epicenter) – проекция гипоцентра землетрясения на поверхность Земли.

Эпоха геологическая (geological epoch) – единица геохронологической шкалы. Является частью периода и соответствует времени образования отложений отдела.

Э. ледниковая (glacial E.) – наряду с межледниковой эпохой одно из основных подразделений периода ледникового. За последний миллион лет было семь Э. л. средней продолжительностью около 90 тыс. лет. Соседние Э. л. разделяются межледниковьями. Внутри Э. л. выделяются ледниковые стадии и интерстадиалы. Син.: гляциал.

Эра (era) – геохронологическое подразделение, отвечающее крупному этапу в геологической истории Земли и объединяющему несколько периодов геологических. Соответствует времени образования горных пород, составляющих эратему.

Э. кайнозойская (Cenozoic E.) – новейшая эра геологической истории Земли; началась 67 млн лет назад и продолжается до настоящего времени. Подразделяется на три периода: палеогеновый, неогеновый и четвертичный.

Э. мезозойская (Mesozoic E.) – эра, сменившая палеозойскую в ходе истории развития Земли; началась 248 млн лет назад и предшествовала кайнозойской эре. Подразделяется на три периода: триасовый, юрский и меловой.

Э. палеозойская (Paleozoic E.) – первая после докембрия эра геологической истории Земли, продолжительностью 320–325 млн лет. Подразделяется

на шесть периодов: кембрийский, ордовикский, силурийский, девонский, каменноугольный и пермский.

Эратема (erathem) – стратиграфическое подразделение, объединяющее горные породы, образовавшиеся в течение эры.

Эрозия (erosion) – процесс разрушения горных пород водным потоком, ведущий к образованию долин и к снижению поверхности водосборных бассейнов.

Э. боковая (горизонтальная) (lateral E.) – эрозия, приводящая к расширению дна долины путем меандрования.

Э. донная (пятящаяся, регрессивная) (retrogressive E.) – эрозия, распространяющаяся от низовьев водотоков вверх по течению, приводящая к формированию продольного профиля равновесия.

Э. почв (син.: дефляция, выдувание) (**soil E.**) – процессы разрушения верхних горизонтов почвы и подстилающих пород талыми водами, дождевыми, поливными – водная Э.п. или ветром – ветровая Э.п.

Эстуарий (estuary) – приустьевая часть речной долины, затапливаемая приливной волной тех водных бассейнов, куда впадает река.

Эффузия (effusion) – процесс излияния магмы на земную поверхность.

Я

Ядро Земли (core of the Earth) – центральная область Земли, ограниченная нижней мантией на глубине 2900 км. По составу существенно металлическая. Делится на внешнее ядро (2900–4980 км), переходную зону (4980–5120 км) и внутреннее ядро (5120–6370 км).

Я. складки (core of fold) – комплекс пород, слагающих внутреннюю часть складки.

Ярус геологический (geological stage) – единица общей стратиграфической шкалы, подчиненная отделу.

Я. структурный – (structural S.) – единый ряд геологических формаций, сформировавшихся в течение одной стадии (этапа) тектономагматического цикла.

СПИСОК РЕКОМЕНДУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллисон А., Палмер Д. Геология. – М.: Мир, 1984.
2. Баженова О.К., Буркин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. – М.: МГУ, 2004.
3. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. – М.: Мир, 1984.
4. Вассоевич Н.Б. Генетическая природа нефти в свете данных органической геохимии // Генезис нефти и газа. – М.: Наука, 1968.
5. Войткевич Г.В. Геологическая хронология Земли. – М.: Наука, 1984.
6. Гвоздецкий Н.А. Карст. – М.: Мысль, 1981.
7. Касьяненко Л.Г., Пушков А.Н. Магнитное поле, океан и мы. – Л.: Гидрометеиздат, 1987.
8. Кеннет Дж. П. Морская геология. Т. I, II. – М.: Мир, 1987.
9. Короновский Н.В. Общая геология. – М.: МГУ, 2006.
10. Макдоналд Г. Вулканы. – М.: Мир, 1975.
11. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. – М.: МГУ, 1998.
12. Никонов А.А. Современные движения земной коры. – М.: 1979.
13. Пиннекор Е.В. Подземная гидросфера. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1984.
14. Ритман А. Вулканы и их деятельность – М.: Мир, 1964.
15. Сафьянов Г.А. Эстуарии. – М.: Мысль, 1987.
16. Стратиграфический Кодекс. – С.-Петербург: ВСЕГЕИ, 2006.
17. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. 2-е изд. М.: АСАДЕМА, 2006.
18. Шейдеггер А. Основы геодинамики. – М.: Недра, 1987.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ВВЕДЕНИЕ	4
Часть 1. Земля в космическом пространстве	12
Глава 1. Строение Вселенной и Солнечной системы	12
1.1. Строение галактик	12
1.2. Строение Солнечной системы	13
1.3. Планеты Солнечной системы.....	17
1.4. Астероиды и кометы.....	22
1.5. Метеориты.....	23
Глава 2. Форма, строение и физические поля Земли и Луны.....	26
2.1. Строение земного шара	26
2.2. Агрегатное состояние Земли.....	30
2.3. Плотность и давление Земли.....	30
2.4. Геофизические характеристики Земли	31
2.5. Химический состав Земли	37
2.6. Строение и состав Луны.....	38
Глава 3. Вещественный состав земной коры. Понятие о минералах и породах	40
3.1. Минералы.....	40
3.2. Горные породы	45
3.2.1. Магматические горные породы	46
3.2.2. Осадочные горные породы.....	49
3.2.3. Метаморфические породы	53
3.3. Типы и строение земной коры	53
Глава 4. Геологическая хронология.....	58
4.1. Относительная геохронология	58
4.2. Абсолютная геохронология.....	61
4.3. Возраст Земли.....	63
Часть 2. Процессы внешней динамики	65
Глава 5. Выветривание горных пород	65
5.1. Физическое выветривание и его основные факторы	65
5.2. Химическое выветривание	67
5.3. Органическое выветривание	68
5.4. Кора выветривания	71
Глава 6. Геологическая деятельность ветра	72
6.1. Разрушительная работа ветра.....	73
6.2. Эоловая аккумуляция	74
6.3. Отличительные черты эоловой аккумуляции.....	74
6.4. Типы пустынь	75
6.5. Вредные последствия эоловой деятельности и меры борьбы с ними	75
Глава 7. Геологическая деятельность текучих поверхностных вод.....	77

7.1. Геологическая деятельность текущих поверхностных вод ...	77
7.2. Реки и речные долины	77
7.3. Речная эрозия	79
7.4. Транспортировка материала водным потоком	80
7.5. Речные аккумулятивные формы рельефа	80
7.6. Устья рек	82
Глава 8. Геологическая деятельность подземных вод	83
8.1. Классификация видов воды в породах	83
8.2. Геологическая деятельность подземных вод.....	85
8.3. Роль и значение подземных вод в разработке водоносных и нефтегазоносных структур.....	86
Глава 9. Геологическая деятельность озер, водохранилищ и болот.....	88
9.1. Классификация озер и озерных котловин	88
9.2. Геологическая деятельность озер	88
9.3. Классификация озерных осадков	90
9.4. Озера искусственного происхождения (водохранилища)	91
9.5. Геологическая деятельность болот	91
Глава 10. Геологическая деятельность ледников.....	94
10.1. Фирн и глетчерный лед	95
10.2. Типы ледников	96
10.3. Географическое распространение современных ледников.	98
10.4. Режим ледника	99
10.5. Геологическая деятельность ледников	100
10.6. Древние оледенения в истории Земли	105
10.7. Особенности строения и состава морен древнего оледенения.....	105
10.8. Древние палеозойские и докембрийские оледенения	105
10.9. Причины оледенения	106
Глава 11. Геологические процессы в мерзлой зоне литосферы – криолитозоне.....	107
11.1. Распространение и мощность ММП	107
11.2. Типы подземных льдов.....	108
11.3. Подземные воды	108
11.4. Физико-геологические явления в криолитозоне	109
Глава 12. Геологическая деятельность морей и океанов	111
12.1. Фромирование морских осадков	114
12.2. Зональность морского осадконакопления	118
12.3. Влияние различных процессов на распределение морских осадков (оползней, мутьевые потоки, течения).....	119
12.4. Ингрессия, трансгрессия и регрессия моря	120
12.5. Диагенез морских осадков.....	120
12.6. Понятие о фации	123
Глава 13. Гравитационные явления	125

13.1. Классификация склонов	125
13.2. Характеристика склоновых процессов и явлений.....	127
Часть 3. Процессы внутренней динамики	130
Глава 14. Магматизм	130
14.1. Эффузивный магматизм или вулканизм.....	131
14.2. Интрузивный (глубинный) магматизм	135
14.3. Теоретическое и практическое значение изучения процессов магаматизма	137
14.4. Проблема происхождения магм	137
Глава 15. Метаморфизм.....	138
15.1. Основные причины и факторы метаморфизма.....	138
15.2. Типы и продукты метаморфизма	139
Глава 16. Тектонические движения земной коры	142
16.1. Колебательные (эпейрогенические) движения.....	142
16.2. Складкообразовательные (пликативные) движения земной коры	145
16.2.1. Складки и их элементы.....	146
16.3. Разрывные (дизъюнктивные) движения земной коры	149
Глава 17. Землетрясения (сейсмические явления)	153
17.1. Географическое распространение землетрясений	153
17.2. Причины землетрясения.....	153
17.3. Типы землетрясений.....	155
17.4. Методы изучения землетрясений.....	155
17.5. Разрушительные последствия землетрясений.....	156
17.6. Антисейсмические мероприятия и прогноз землетрясений	157
Часть 4. Стратиграфия и историческая геология	159
Глава 18. Методы стратиграфических исследований	159
18.1. Основные задачи стратиграфии	159
18.2. Основные термины	160
18.3. Классификация стратиграфических подразделений	161
18.4. Организационные структуры и будущее науки	171
Глава 19. Главные структурные элементы тектоносферы.....	174
19.1. Строение континентов.....	174
19.2. Строение океанов.....	176
Глава 20. Общие закономерности развития Земли. Представления о происхождении Солнечной системы и становлении планеты Земля	181
Часть 5. Современные проблемы нефтегазовой науки	187
Глава 21. Общие сведения о природных углеводородных соединениях	187
Глава 22. Проблемы поисков и освоения газогидратных залежей ...	198
Глава 23. Проблемы прогноза и поисков УВ в неантиклинальных и сложнодислоцированных толщах.....	206

23.1. Месторождения УВ в клиноформных структурах	206
23.2. Месторождения УВ в карстовых структурах	209
23.3. Месторождения УВ в дизъюнктивно-блоковых резервуарах.....	211
Глава 24. Проблемы освоения месторождений УВ на шельфах морей и океанов	213
Глава 25. Проблемы палеозойской нефти Западной Сибири.....	226
Глава 26. Основные проблемы генезиса углеводородного сырья .	233
Глава 27. Перспективы развития нефтяной и газовой отраслей России в XXI веке.....	240
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	243
Краткий словарь геологических терминов	245
Список рекомендуемой литературы.....	281

Учебное издание

ПАРНАЧЁВ Валерий Петрович

**ОСНОВЫ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ,
СТРАТИГРАФИИ
И ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ**

Учебное пособие


Редактор	<i>Г.П. Орлова</i>
Верстка	<i>Г.П. Орлова</i>
Дизайн обложки	<i>О.Ю. Аршинова О.А. Дмитриев</i>

Подписано к печати 11.12.2008. Формат 60х84/16. Бумага «Снегурочка».
Печать XEROX. Усл. печ. л. 16,63. Уч.-изд. л. 15,04.
Заказ 820. Тираж 200 экз.



Томский политехнический университет
Система менеджмента качества
Томского политехнического университета сертифицирована
NATIONAL QUALITY ASSURANCE по стандарту ISO 9001:2000



ИЗДАТЕЛЬСТВО  ТПУ. 634050, г. Томск, пр. Ленина, 30.