

Написать реферат, согласно темам, предложенным в установочных материалах. Практические задания в виде вопросов в конце каждого модуля. Знать классификацию всех типов пород (осадочные, магматические, метаморфические).

Лекции

Общие сведения о геологии и планете Земля. Предмет и задачи геологии, объекты геологических исследований. Методология геологии

В настоящем курсе излагаются основы геологических знаний, что и определяет его название. Он является основой для дальнейшего изучения всего цикла геологических дисциплин и, кроме того, имеет большое общеобразовательное значение. Крупнейший советский геолог Владимир Афанасьевич Обручев (1939 г.) писал «Человек, не знающий основ геологии, подобен слепому. Он не понимает многого, что представляется его глазам. Он будет воспринимать только внешние формы, а не сущность явлений. Будет видеть, но не понимать. Важно, чтобы каждый образованный гражданин был знаком с основами геологии и понимал ее роль и значение».

Геологические знания служат основой для поисков и разведок месторождений полезных ископаемых. В комплексе с другими науками геологические знания необходимы для строительства разнообразных инженерных и многих других народнохозяйственных объектов.

Современная геология изучает состав, строение и историю Земли, закономерности и процессы формирования земной коры, слагающих ее минералов, горных пород, руд и других полезных ископаемых, а также историю развития жизни на Земле.

Основным объектом изучения геологии является земная кора, т.е. твердая, наружная оболочка Земли до глубины первых десятков километров.

Место геологии в ряду естественных наук. Науки, на которые подразделяется современная геология

В своем развитии геология опиралась и опирается на различные естественные науки, а по мере накопления фактического материала сама

явилась родоначальницей ряда наук. Можно выделить несколько основных направлений, на которые расчленяется геология:

- 1) науки, изучающие вещественный состав Земли;
- 2) науки, изучающие процессы, протекающие в Земле (динамическая геология);
- 3) науки, изучающие историю Земли (историческая геология);
- 4) науки, направленные непосредственно на практическое использование недр земли.

Рассмотрим этот вопрос несколько подробнее.

К наукам первого направления относятся: *кристаллография* - (греч. – горный хрусталь) – наука о кристаллах, их внешней форме и внутренней структуре. Минералы в большинстве случаев – тела кристаллические; поэтому изучение их формы и законов, управляющих их образованием, имеет большое значение; *минералогия* – (французск. – mineral) – наука о минералах (природных химических соединениях), изучающая во взаимной связи их состав и форму, физические свойства, условия образования и изменения; *петрография* (греч. «петра» – камень, скала) – наука о горных породах (представляющих сочетание нескольких минералов), их составе, строении, формах залегания и распространении; *геохимия* - изучает закономерности распределения, сочетания и перемещения отдельных химических элементов в недрах Земли и на ее поверхности.

Динамическая геология – наука о процессах, протекающих в недрах Земли и на ее поверхности, формирующих рельеф земной поверхности и обуславливающих развитие Земли в целом. Большое разнообразие объектов исследования привело к выделению из динамической геологии целого ряда самостоятельных наук: *петрология* - наука, всесторонне изучающая магматические и метаморфические горные породы с точки зрения их вещественного состава, геологических особенностей и генезиса; *вулканология* - наука, изучающая процессы вулканических извержений, строение, развитие и причины образования вулканов, состав

продуктов, ими выбрасываемых; *сейсмология* - наука о геологических условиях возникновения и проявления землетрясений; *геотектоника* (греч. – строитель) - наука, изучающая движения и деформаций в земной коре и верхней мантии; *учение о метаморфизме* (греч. «мета» - после, «морфи» - вид, наружность) – наука об изменениях, которые претерпевают горные породы в недрах Земли под воздействием высокой температуры и большого давления.

Перечисленные науки изучают процессы внутренней динамики (эндогенные). Внешние (экзогенные) геологические процессы, происходящие в поверхностных частях земной коры в результате взаимодействия с атмосферой, гидросферой, биосферой изучаются следующими науками: *литологией* – наукой о составе, структурах, текстурах и генезисе осадочных горных пород; *гидрологией* – учение о геологической деятельности поверхностных проточных вод; *гидрогеологией* – учение о геологической деятельности подземных вод; *гляциологией* – учение о геологической деятельности ледников, льда, снега; *лимнологией* (греч. озеро, болото) – учение о геологической деятельности болот и озер; *учение о выветривании* т.е. о процессах изменения горных пород под действием физических, химических и органических агентов на поверхности Земли.

Историческая геология занимается изучением земной коры и органической жизни. Она, в свою очередь, подразделяется на ряд наук: *стратиграфию* (лат. stratum – покрывало) – учение о слоях осадочных пород и последовательности их залегания; *учение о фациях* (лат. facies – наружность, форма), т.е. о свойствах осадочных пород и условиях образования; *палеонтологию* (греч. древний, сущий) – учение об ископаемых остатках организмов, как животных, так и растительных; собственно *историческую геологию* – учение о развитии земной коры, о закономерностях, управляющих ее развитием, о последовательности геологических событий, протекающих на Земле за всю ее историю.

К практическим ветвям геологии относятся те ее отрасли, которые занимаются изучением недр Земли в практических целях: *учение о полезных ископаемых* – древнейшая отрасль геологических знаний, которую справедливо считают родоначальницей современной геологии. Занимается теорией образования месторождений различных полезных ископаемых и закономерностями их распределения в недрах земной коры; *разведочное дело*, разрабатывающее методику поисков и разведок полезных ископаемых, способы эффективной оценки месторождений; *инженерная геология* – изучает геологические условия возведения различных инженерных сооружений; *экономическая геология* – разрабатывает вопросы экономики использования минерального сырья; *рудничная, шахтная и промысловая геологии* – науки, изучающие методы геологического обслуживания (соответственно) рудников, шахт, нефтяных промыслов в процессе их эксплуатации.

Имеется еще целый ряд наук методического либо прикладного характера: геологическое картирование, дистанционные методы и др.

+Изучением Земли кроме геологии занимается еще целый ряд наук – геодезия, геофизика, астрономия и др., каждая из которых рассматривает Землю с определенной точки зрения и имеет свои методы и задачи. Геодезия, например, занимается изучением размеров и формы Земли, изображением земной поверхности на картах и планах. Астрономию интересует Земля как небесное тело и положение ее в мировом пространстве.

Объекты и задачи геологических исследований

При геологических исследованиях в качестве объектов изучаются, главным образом, верхние горизонты земной коры, непосредственно в естественных обнажениях (выходах на поверхность коренных пород из-под наносов) и искусственных (канава, шурф, карьер, шахта, скважина). Объектами геологических исследований являются:

- 1) природные тела, слагающие верхние горизонты земной коры (горные породы, руды, минералы ...), их состав и строение;

2) расположение природных тел в земной коре, определяющее геологическое строение или структуру земной коры;

3) различные геологические процессы, как внешние, так и внутренние, в результате которых природные тела появились и появляются, изменяются и исчезают, а также формируется рельеф земной поверхности;

4) история развития планеты Земля и жизни на ней.

Одним из главных назначений современной геологии является – обеспечение бурноразвивающегося производства всеми материалами минерального происхождения.

Какие же задачи предстоит решать геологии для достижения этой цели в ближайшем будущем?

1. Повышение глубинности исследования, развитие физических, химических методов изучения недр, а также бурения с целью проникновения в глубокие горизонты Земли.

2. Параллельно с проникновением в глубокие горизонты на континентах перед геологией стоят увлекательные задачи по изучению дна морей и океанов – в первую очередь в зоне шельфа, т.е. в прибрежной мелководной части. Площадь шельфа, окружающего территорию России, очень велика, достигает несколько млн. км². Здесь уже разведаны и эксплуатируются месторождения нефти, газа, известны скопления марганцевых руд, минералов, содержащих медь, никель, кобальт, алюминий, железо. В близком будущем шельф должен стать поставщиком разнообразных минеральных ископаемых, в которых нуждается бурно развивающееся народное хозяйство.

3. Задача по обеспечению промышленности новыми видами минерального сырья. Известно, что из общего количества минеральных видов не более 15 % в настоящее время считается полезными и применяется промышленностью. В то же время вовлечение в сферу использования каждого нового минерала связано с получением большого

народнохозяйственного эффекта сравнимого с открытием нового крупного месторождения.

Выявление новых видов минералов, используемых в практике, стало возможным благодаря детальным минералогическим исследованиям в следующих главных направлениях.

Открытие новых свойств у минералов, естественно приводит к расширению областей их применения. Так исследование полупроводниковых, пьезоэлектрических, лазерных и других подобных свойств привели к использованию кристаллов минералов в современной радиоэлектронике (квантовые генераторы – рубин, гранат; датчики – кварц, турмалин, полупроводники – селен).

Важной задачей является открытие в известных минералах ценных элементов – примесей. Можно привести ряд примеров того, как минералы, не представляющие важного практического значения, вследствие открытия в них повышенных содержаний элементов-примесей, становились рудами, например таких благородных металлов как платиноиды.

4. Поиск нетрадиционных руд с рассеянной минерализацией, которые могут слагать гигантские по запасам месторождения, например, месторождения золота (Олимпиадинское), алмазов (Аргаил, Австралия) и т.п.

5. Разработка разнообразных и сложных вопросов т е о р е т и ч е с – к о й геологии, определяющей перспективы поисков тех или иных полезных ископаемых. Уже сейчас карты прогноза разных типов месторождений дают возможность целенаправленно вести их поиск. В истории геологии есть много блестящих примеров того, как теоретические соображения привели к успеху, к открытию заранее ожидавшихся месторождений. Так были открыты месторождения апатита на Кольском п-ве и алмазов в Сибири. Теория должна опережать практику.

6. Изучение космического пространства, Луны, планет и Земли из космоса. Это стало возможным благодаря необыкновенным достижениям техники космических исследований. Изучение космического пространства

Луны, планет открывают перед геологией новые перспективы в решении сложнейших теоретических и практических задач. Например, обсуждается проблема добычи редкого изотопа гелия (He^3) на Луне. Доставка его тремя «Шатлами» на Землю может обеспечить энергетическую потребность человечества в течение года.

7. Задача охраны природы. Мимо этой задачи не может пройти современная геология, т.к. деятельность человека стала фактором геологического значения. При неосторожном обращении с природой можно спровоцировать такие процессы, которые приведут к нежелательным, а порою опасным последствиям.

Помимо создания минерально-сырьевой базы геология большое значение имеет и в других отраслях народного хозяйства: в строительстве, области здравоохранения, обороне страны.

Методология геологии: наблюдение, гипотеза, эксперимент, их роль и место в исследованиях. Прямые и косвенные методы изучения земных недр. Общие и частные методы в геологии

В геологии, как и в других естественных науках, применяются в качестве основных наиболее общих методов – наблюдение, гипотеза и эксперимент и теория. Они же составляют последовательность познания. Наблюдение – процесс познания, сводящийся к накоплению данных, т.е. суммы фактов. Основное значение при геологических исследованиях имеет наблюдение. При сборе фактического материала и наблюдений в геологии могут использоваться разнообразные методы исследования, разработанные на базе других наук: физики, химии, математики и других наук (например, спектральный, химический рентгеноструктурный, аэросъемка и т.д.) о чем будет сказано ниже. За стадией наблюдения и сбора материала в геологии, как и в других науках, следует стадия обобщений и выводов, с которой связано установление закономерностей явлений и построение научных теорий или гипотез. Первоначально гипотеза возникает, опираясь только на ограниченное количество фактов и наблюдений, как предположение о

закономерных связях, выходящее за пределы непосредственно наблюдаемых явлений. Гипотеза (греч. hypothesis – основа, предположение) – предположение, при котором на основе ряда фактов делается вывод о существовании объекта, связи или причины явлений, причем вывод этот нельзя считать вполне доказанным. Гипотезы необходимо проверять. В точных науках это проще, для этого применяется эксперимент.

Эксперимент – источник познания и критерий истинности гипотез и теорий. Это исследование каких-либо явлений путем активного воздействия на них при помощи создания новых условий, соответствующим целям исследования, или же через изменения течения процесса в нужном направлении. Эксперимент может включать в себя моделирование изучаемых явлений. В геологических исследованиях он заменяется повторным наблюдением и сопоставлением более широкого круга фактов. Там, где возможно, ставится эксперимент. Основная трудность применения эксперимента в геологии заключается в несоизмеримости масштаба времени геологических процессов с длительностью человеческой жизни. Геологические процессы, протекающие в природных условиях, длятся сотни тысяч и миллионы и миллиарды лет. Судить об этих процессах можно лишь по их результатам, проявляющимся в образовании различных пород, руд, рельефа земной поверхности и т.д. Понять эти процессы можно, восстанавливая шаг за шагом их историю и, в конечном счете, историю Земли, ее твердой оболочки. Становится понятным, что в геологии экспериментальный метод, широко используемый для большинства естественных наук, имеет ограниченное применение. Используется он для решения отдельных вопросов. Так, например, для изучения закономерностей образования минералов в лабораторных условиях производится плавка пород и наблюдение за остыванием расплавов. Производятся некоторые эксперименты по воспроизведению различных тектонических структур (складок, надвигов, выращиванию минералов). Таким образом, в геологии главное – наблюдение и еще раз наблюдение.

Теория (греч. *theoria*— наблюдение, рассмотрение, исследование) - система обобщенного достоверного знания о том или ином «фрагменте» действительности, которое описывает, объясняет и предсказывает функционирование определенной совокупности составляющих его объектов. Теория противопоставляется гипотезе (как не проверенному предположительному знанию) и неразрывно связана с практикой, которая ставит перед познанием назревающие задачи и требует их решения.

Методы исследования в геологии характеризуются большим разнообразием. Они подразделяются на общие и частные. Самыми общими являются методы философии. Их можно считать мировоззренческими. Они определяют позицию исследователя, признающего первичность материи или сознания. В качестве наиболее общего метода познания, разрабатываемого философией, можно назвать материалистическую диалектику. Диалектический материализм, созданный К. Марксом и Ф. Энгельсом – учение о материалистической природе мира, о том, что в мире нет ничего, кроме материи и законов ее движения и изменения.

Из общих методов, используемых в геологии, наибольшее значение имеют сравнительно-исторический и актуалистический.

Сравнительно-исторический метод предполагает изучение объектов и явлений в природе в тесной связи и взаимодействии с окружающей средой в историческом развитии, с выяснением их происхождения, последующих изменений и преемственности. В наиболее полной и последовательной форме этот метод обоснован русским ученым – эволюционистом К.Ф. Рулье (1854 г.). Позднее метод с успехом применялся крупнейшими естествоиспытателями: В.В. Докучаевым, А.П. Карпинским, А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым, Н.С. Шатским и др. Сравнительно-исторический метод с успехом применяется, например, для познания истории формирования современной земной коры, что позволяет подойти к выявлению общей направленности в ее развитии. Применение этого метода в геотектонике позволяет изучать формы залегания горных пород не как

случайные образования, а как закономерный результат развития определенных процессов, выявить происхождение форм залегания и их взаимные связи.

Недостаточные возможности экспериментальных методов в геологии искупаются возможностью применения метода актуализма (франц. «aktuel» - современный, сейчас действующий). Наиболее полно метод обоснован Ч. Лайеллем (1830 – 1833 г.г.) Сущность его заключается в понимании прошлого посредством изучения настоящего. Сущность метода может трактоваться двояко: 1) как выражение теории униформизма о неизменности нашего мира, согласно которой в геологическом прошлом действовали те же силы и с такой же интенсивностью, как в настоящее время, поэтому знания современных геологических явлений можно без поправок распространять на геологическое прошлое любой давности; 2) как метод, при котором к пониманию прошлого идут от изучения современных процессов, но с сознанием того, что в прошлом, особенно отдаленном от современности, и физико-географическая обстановка на поверхности (и в глубинах) Земли и сами процессы, протекавшие тогда, заведомо в некоторой степени отличались от современных и тем больше, чем более удалено от нас прошлая геологическая эпоха. Не смотря на двойственность данного понятия и принятие большинством исследователей второго трактования метода, он делает возможным познать прошлые геологические эпохи нашей планеты. И все-таки этот метод имеет ограничения в применении. Его трудной применить к процессам, происходящим в глубине Земли, в частности к тектоническим и глубинномагматическим, ибо мы не знаем, как они протекают сейчас. Ограничено применение метода в палеонтологии, так как развитие органического мира шло столь быстро, а приспособляемость организмов к условиям среды столь велика, что сравнение древних и современных форм дает мало либо вообще не дает достоверных данных для их познания. Актуалистический метод оказался наиболее применимым и эффективным в области осадко- и породообразования, т. е. литологии. Это

объясняется тем, что современный осадочный процесс доступен изучению с любой степени детальности и сам осадочный процесс очень медленно эволюционирует во времени.

Выбор частных определяется объектами исследования – «вещество», геологические процессы, геологическое время и т.д. При исследовании вещества нашей планеты существует иерархия этих объектов: минерал – горные породы и руды – геологические тела породного уровня и рудные тела – геоформации (ассоциации тел горных пород) – геокомплексы (ассоциации формаций) – сегменты земной коры – геосферы. Для изучения состава и свойств вещества (минералов и горных пород) применяются: микроскопический, спектральный рентгеноструктурный, химический, радиоаквационный (ядерный) методы, электронномикроскопические, спектроскопические и другие методы.

Для выявления последовательности напластования применяется метод определения относительного возраста горных пород (по окаменелостям) и более новый (после открытия радиоактивного распада, по изотопам) – абсолютный возраст пород (с момента образования породы). Применение последних методов показало, что длительность существования земной коры превосходит 3,5-4 млрд. лет. Основным методом геологии является геологическая съемка, ее же называют геологическим картированием, т.к. всегда сопровождается составлением карты, либо дополнением ее.

Для изучения недр Земли при поисках полезных ископаемых все шире применяются геофизические методы. Уже сейчас почти все новые месторождения урановых руд, железа, нефти и газа выявляются с помощью геофизической разведки, включающей в себя радиометрические методы (урановые руды), магнитометрию железных руд, гравиметрию, электрометрию, сейсмометрию и т.д. Перспективными являются геохимические методы поисков, т.к. роль химических процессов, распределения химических элементов в земной коре велика.

Геология активно использует методы других естественных наук, таких как физика, химия, математика и др. Так, например, еще в свое время В.И. Вернадский сказал - «Естествознание, пронизанное математикой, есть величайшая сила».

Основные этапы в развитии геологии. Борьба катастрофизма и эволюционизма, непутизма и плутоизма.

Геология, как всякая наука, возникла и развивалась из потребностей практики человеческого общества. В ее становлении можно выделить донаучный этап. Наши далекие предки начали использовать горные породы и минералы сначала в каменном веке – для изготовления примитивных орудий, позднее в течение бронзового и железных веков – для выплавки золота и серебра: меди, олова, железа. Горные выработки древних людей, сохранившиеся до нашего времени, доказывают, что проходились они с исключительной целесообразностью, показывающей, что рудокопы разбирались не только в рудах, но и породах, среди которых руды залегают, и вообще в деталях геологического строения рудоносного района. Поэтому древние горные выработки, являющиеся как бы памятниками искусства древних рудокопов, не только не утратили значения в наше время, но широко используются в поисковой практике и часто указывают на наличие «новых» месторождений полезных ископаемых.

Использование природных богатств сопровождалось и первыми попытками их изучения. Дошедшие до нас труды древних ученых имеют лишь исторический интерес, т.к. здравые мысли в них переплетаются с фантастическими измышлениями и легендами. Интересны наблюдения Геродота (V в. до н.э.) о геологической деятельности р. Нил и образовании ее дельты, Аристотеля (384-322 г.г. до н.э.), представившего первые доказательства шарообразности Земли, Страбона и Плиния (I в. до н.э.) об извержении вулкана Везувий.

Нам известно, что в глубокой древности имелись ценные изобретения, относящиеся к горному делу и геологическим наукам. Например, бурение

применялось египтянами еще 6000 лет назад при постройке пирамид. В Китае соляные рассолы добывались из буровых скважин свыше 2000 лет назад. В Китае же был изобретен компас в III в. до н.э., а в 132 г. китайский ученый Чэкан-Хэн сконструировал I-ый сейсмограф. Все эти достижения древних ученых, конечно, способствовали развитию науки.

Эпоху Средневековья можно отнести к ранненаучному этапу. В это время в Европе жестоко карались еретические мысли (т.е. отступающие от церковных догматов), развитие естествознания почти прекратилось. Однако народы, находившиеся под воздействием арабской культуры, достигли успехов в познании природы. Среди ученых этого времени (XI-XIII вв.) следует назвать Таджикского ученого Абу-Али Ибн-Сина (Авиценна 980-1037 г.). В «Книге исцеления», написанной Авиценной содержится объяснение процессов горообразования, высказываются мысли о неоднократных изменениях лица Земли; им была также предложена первая классификация горных пород и минералов. Хорезмиец Аль-Бируни (972-1048 г.) в труде «Книга сводок для познания драгоценностей» описал 100 минералов и горных пород, указал их месторождения. Этот труд переводился на европейские языки и в течение последующих веков играл роль важного справочного пособия.

С началом эпохи Возрождения (XV-XVII вв.) резко усилился интерес к научному познанию нашей планеты. Этому содействовали великие географические открытия (открытие Америки 1492г.: кругосветное путешествие Магеллана...), развитие торговли и производства товаров.

Среди ученых этого времени, занимавшихся различными вопросами геологии, следует отметить Леонардо да Винчи (1452-1519), немецкого ученого Георга Бауэра (Агриколы), датчанина Нильса Стенсена (Николаус Стено) и др. Леонардо да Винчи доказал, что окаменелые остатки принадлежат морским организмам, и на основании их присутствия высоко в горах предполагал движения земной коры, изменения положения суши и

моря и образование осадков в морях. Он имел также правильное о процессах разрушения гор реками.

Агрикола составил значительную для своего времени сводку знаний о минералах и рудах, способах их отыскания, добычи и переработки.



Рис. . Выработки древних рудокопов (предполагаемых возраст 700 лет) на месторождении благородной шпинели Кухилал. Ю-З. Памир. (фото С.А. Ананьева)

Николаус Стено установил ряд закономерностей в образовании и залегании слоев горных пород, которые были положены в основу структурной геологии и геотектоники.

Несмотря на эти успехи в развитии человеческих знаний они имели ограниченное значение и не получали распространения. В то время преобладали нелепые взгляды на природу и среди этих взглядов самым

ложным было представление о неизменяемости природы, широко было распространено в то время представление о существовании в истории Земли всемирного потопа, описанного в библии.

Геология как наука (научный этап) начинает формироваться с середины XVIII в. Первые попытки создать научную геологию связаны с именами 3-х крупнейших ученых того времени – М.В. Ломоносова в России, Джеймс Геттона в Шотландии и Ч. Ляйелля в Англии. В этот период XVII-XVIII вв. в объяснении причин изменения лика Земли естествоиспытатели,



Рис. . Горные выработки эпохи возрождения в Рудных горах Германии, Фрайберг (фото С.А. Ананьева)

чаще всего придерживались одного из 2-х направлений, наметившихся еще в древней Греции – *нептунического* (Нептун – бог морей у римлян) и *плутонического* (Плутон – бог подземного царства у древних греков). Представители нептунического направления (талантливый профессор саксонец Абрам Вернер, 1750-1817 г.) утверждали, что во всех геологических процессах главная роль принадлежит воде, ее деятельности, и все горные

породы, слагающие земную кору, представляют собой водные осадки, т.е. образовались на дне водных бассейнов. Так, Фалес в своем учении утверждал, что Земля со всеми населяющими ее первыми организмами произошла из воды.

Представители плутонического направления основное значение придавали «подземному огню» и с ним связывали преобразования лика Земли и возникновение горных пород. Учение плутонистов было более прогрессивным. Наиболее полное выражение идей плутонистов находится в известном сочинении шотландского геолога Джемса Геттона «Теория Земли», 1795 г. Существование вулканов, образование жильных пород Геттон объяснял действием «подземного жара», наличием подземных очагов, с которыми он связывал происхождение базальтов, гранитов и других магматических пород. Придавая основное значение «подземному жару» Геттон, не был ортодоксальным плутонистом по сравнению с другими, и в его трудах можно обнаружить попытки синтеза неплутонического и плутонического направлений.

Следует заметить, что еще задолго до Геттона подобные же мысли о влиянии «подземного жара» на развитие земной поверхности высказывал наш гениальный соотечественник М.В. Ломоносов (1711-1765). Свои основные геологические представления М.В. Ломоносов изложил в известном сочинении «О слоях земных» и работе «Слово о рождении металлов от трясения Земли», 1757 г. В этих сочинениях Ломоносова красной нитью проходят его представления о непрерывных изменениях, которым подвергается земная поверхность. В качестве факторов, вызывающих эти изменения, Ломоносов указывает на «господствующий жар в земной утробе», служащих причиной «земных трясений» и долговременных понижений и повышений земной поверхности, а также возникновения вулканов. С другой стороны, М.В. Ломоносов признавал влияние на формирование земной поверхности и внешних факторов (ветра, рек, морских волн, и т.д.). Признанием синтеза внешних и внутренних сил в

их влиянии на развитие Земли М.В. Ломоносов намного опередил свою эпоху, в течение которой на Западе происходила борьба между непунистами и плутонистами.

Очень прогрессивным у М.В. Ломоносова является часто применявшийся им метод объяснения некоторых явлений геологического прошлого путем сравнения их с современными геологическими процессами, в котором можно видеть зачатки чрезвычайно плодотворного для геологии метода актуализма. На основании наблюдений над выделением смолы у современных хвойных М.В. Ломоносов правильно объяснил происхождение янтаря как ископаемой смолы (посвятив этому вопросу стихотворную оду); таким же путем он подошел к решению вопроса об образовании торфа, каменного угля, нефти.

Однако труды Ломоносова долгое время не получали должного признания. Его глубокие мысли непонятны современникам и преданы забвению. По настоящему заслуги Ломоносова были оценены лишь в советское время, когда в результате изучения его литературного наследия был установлен приоритет великого ученого – энциклопедиста во многих областях научного знания, в том числе и в геологии.

В конце XVIII в. и начале XIX в. были заложены основы стратиграфии и палеонтологии.

Английский ученый, землемер, Вильям Смит (1769-1839), принимая участие в работах по прокладке каналов, обратил внимание на различие органических остатков, встречающихся в разных пластах. Смит впервые установил возможность определения последовательности отложения пластов на основании заключенных в них ископаемых, заложив, таким образом, основы для развития исторического направления в геологии. Важное открытие Смита было подтверждено работами французских ученых Жоржом Кювье (1769-1832) и Александром Броньяра (1770-1847), изучавших ископаемых позвоночных из отложений Парижского бассейна. Анализируя фауну и флору из различных слоев, эти исследователи сумели восстановить

геологическую историю Парижского бассейна и смену морских условий континентальными.

Жорж Кювье заложил основы палеонтологии – новой науки о животных и растениях прошлых геологических периодов и установления по ним возраста содержащих отложений. Его работы сыграли огромную роль в истории науки, но вместе с тем он создал теорию *катастрофизма*. Кювье объяснял различия в составе комплексов ископаемых, встречаемых в разных пластах вымиранием организмов в результате геологических катастроф.

Удар по катастрофизму был нанесен английским геологом Ч. Ляйеллем (1797-1875 г.). В книге «Основы геологии» 1833 г. Он доказал, что изменения земной поверхности могут происходить в результате деятельности самых обычных геологических факторов (ветра, дождя, ледников, морского прибоя и др.) без всяческих катастрофических явлений. Появившийся немного позднее в 1859 г. гениальный труд Ч. Дарвина «Происхождение видов» окончательно упрочил эволюционные идеи в геологии.

Зарождение и становление геологии в России. Роль российских исследователей и вклад их в геологическую науку.

В России начало геологических исследований положил в 1700 г. «Приказ рудокопных дел» Петра I. Во второй половине XVIII и начале XIX в. начались комплексные региональные исследования благодаря организации академических экспедиций. Это позволило собрать большой фактический материал и приступить к составлению обзорных геологических карт. Составление карт оказалось возможным лишь в результате накопления сведений о вещественном составе горных пород, исследований в области минералогии, кристаллографии.

Первые крупные исследования по минералогии России выполнены Василием Михайловичем Севергиным (1765-1826), развивавшим химическое направление в этой науке. Он дал ряд обобщающих работ: 2 тома «Опыта минералогического землеописания Государства Российского», «Минералогический словарь» и др.

В 1774 г. в Петербурге было открыто Высшее горное училище, а в 1817 г. образовано Минералогическое общество, которое сыграло большую роль в изучении минеральных богатств России.

Вторая половина XIX в. ознаменовалась быстрым развитием капиталистического способа производства, энергичным строительством в России новых промышленных предприятий, железных дорог и т.п. Развивавшийся капитализм требовал усиления минерально-сырьевой базы и тем самым усиления разведочных, поисковых и геолого-съёмочных работ. В России основные силы были к тому времени сосредоточены вокруг Горного ведомства, Российской АН, Минералогического общества. В 1845 г. было учреждено Русское географическое общество, которое снаряжало много экспедиций в различные части страны и сыграло большую роль в развитии географических и геологосъёмочных исследований в России. Позже, в 1882 г. под давлением общественности был создан Геологический комитет (высшее геологическое учреждение страны), одним из главных задач которого были систематическая геологическая съёмка территории и составление геологической карты.

Россия по праву гордится знаменитыми во всем мире такими учеными как А.П. Карпинский, Павлов А.П., Андрусов Н.И., Архангельский А.Д., Ф.Н. Чернышов, С.Н. Никитин, Н.А. Соколов, И.В. Мушкетов, В.А. Обручев, М.А. Усов, В.В. Докучаев. Огромная роль в развитии геологических наук принадлежит Е.С. Федорову, А.П. Павлову, В.И. Вернадскому, А.Е. Ферсману, И.М. Губкину, А.П. Виноградову.

Особого внимания заслуживает деятельность А.П. Карпинского (1847-1936), владевшего всеми методами геологических исследований. Своими работами он обогатил научное содержание тектоники, палеонтологии, геологии, петрографии, заложил основы палеогеографии и составил палеогеографические карты для европейской части СССР, указав при этом, что изменение лика Земли здесь происходит в результате колебательных движений земной коры. Он составил легенду к геологической карте,

утвержденную Всемирным геологическим конгрессом в 1881 г. А.П. Карпинский был на протяжении 20 лет президентом АН СССР.

Велики заслуги в области геологических наук И.В. Мушкетова (1850-1902), проводшего большие исследовательские работы в Средней Азии, и В.А. Обручева (1863-1956), занимавшегося исследованием Центральной части Азии и Восточной Сибири. На основе собранного фактического материала они сделали ценные теоретические обобщения, обогатившие как динамическую, так и историческую геологию, а также дали ряд практических рекомендаций по использованию природных богатств указанных территорий.

Е.С. Федоров (1853-1919) достиг исключительных успехов в области минералогии и особенно кристаллографии. Он разработал теорию строения кристаллического вещества и пришел к важному выводу о существовании 230 пространственных групп симметрии, по которым могут располагаться атомы в кристаллах. Федоров разработал новые методы оптических исследований минералов (столик Федорова).

В.И. Вернадский (1863-1945), минералог по специальности, уделил большое внимание систематике минералов и дал ценные сведения о воде как природном минеральном теле. Особое внимание В.И. Вернадский уделил вопросам химии земной коры и явился создателем новой геологической науки – геохимии, которая в очень короткий срок развилась до состояния одной из ведущих ветвей геологических знаний. Им разработано также учение о биосфере, он был пионером определения абсолютного возраста Земли по изотопному составу радиоактивных элементов – новое научное направление, получившее в последние годы большое развитие у нас и за границей.

А.Е. Ферсман (1883-1945), ученик Вернадского, углубил и развил минералогические и геохимические идеи своего учителя. Много труда и сил он отдал полевым исследованиям различных областей СССР – Кольскому полуострову, Центральным Каракумам, Уралу, Кавказу и т.д. Большое внимание уделял он популяризации геохимических и минералогических знаний.

В результате грандиозных по размаху и тщательных геологических работ, выполненных советскими геологами, были составлены обзорные геологические карты для всей обширной территории СССР под редакцией академика Д.В. Наливкина. Эти карты легли в основу прогнозных карт полезных ископаемых.

+И.М. Губкин считается основателем нефтяной геологии в России, А.П. Виноградов - крупнейший геохимик, В.В. Докучаев заложил основы учения о почвах и установил главнейшие законы о почвообразовании.

Представления о возникновении Вселенной, галактик и планетарных систем План

Современные представления о Вселенной и галактиках

В соответствии с новейшими данными и согласно теории Большого Взрыва, Вселенная возникла 13,7 ($\pm 1\%$) млрд. лет назад в результате грандиозного взрыва, создавшего пространство и время, всю материю и энергию, которые нас окружают. Новорожденная Вселенная от точки сингулярности прошла стадию чрезвычайно быстрого расширения, названного инфляцией. До возраста приблизительно 300 тыс. лет Вселенная была кипящим котлом из электронов, протонов, нейтрино и излучения. Общее расширение Вселенной сопровождалось охлаждением, что привело к появлению стабильных атомов. Дальнейшая конденсация вещества по прошествии первых 200 млн. лет привела к формированию первого поколения звезд, впервые осветивших ее после Большого Взрыва. Предполагается, что черные дыры могли играть важную роль на начальной стадии формирования галактик, собирая материю вместе посредством своей мощной гравитации. Об этом свидетельствуют открытия супермассивных черных дыр в центрах нескольких ближайших эллиптических галактик. Разнообразные по форме и размеру галактики группируются в еще большие скопления и при этом испытывают постоянный разлет, приводящий к непрерывному увеличению расстояния между ними. Сейчас предполагается, что в видимой части Вселенной находится около 40 миллиардов галактик.

Однако, это только малая часть видимой материи. Исследования и расчеты НАСА (США) в 2003 г. свидетельствуют, что Вселенная состоит на 4% из обычного вещества, 23% - темной материи, и 73% - темной энергии. Термин «темный» указывает на существование еще непознанного человеком состояния материи и энергии.

Первым, кто рассмотрел в телескоп нашу галактику – Млечный Путь и установил, что она состоит из множества звезд, был Галилей. Наша галактика спиралевидной формы и достаточно велика: диаметр ее диска составляет приблизительно 100 тыс. световых лет, а масса находится в пределах от 750 млрд. до одного триллиона солнечных масс. Образовалась она в интервале 3-4 млрд. лет после Большого Взрыва. По разным оценкам, нас окружают от 200 до 400 миллиардов звезд. Все эти объекты вращаются вокруг своего общего центра масс, названного Галактическим Центром, таким образом, что галактический год, за который галактика совершает один оборот, длится приблизительно 220 млн. лет.

Солнечная система расположена во внешних областях галактики, так что мы Млечный Путь видим как светящуюся полосу, тянущуюся через все небо вдоль плоскости симметрии («Галактический Экватор»). Солнечная система расположена приблизительно на расстоянии 20 световых лет от плоскости экватора и 28 тыс. световых лет от Галактического Центра. От нас центр Млечного Пути находится в направлении созвездия Стрельца. Солнечная система вращается вокруг Галактического Центра на почти круговой орбите со скоростью приблизительно 250 км/сек. С момента образования Солнечной системы, 4,6 млрд. лет назад, было совершено приблизительно 20-21 оборотов.

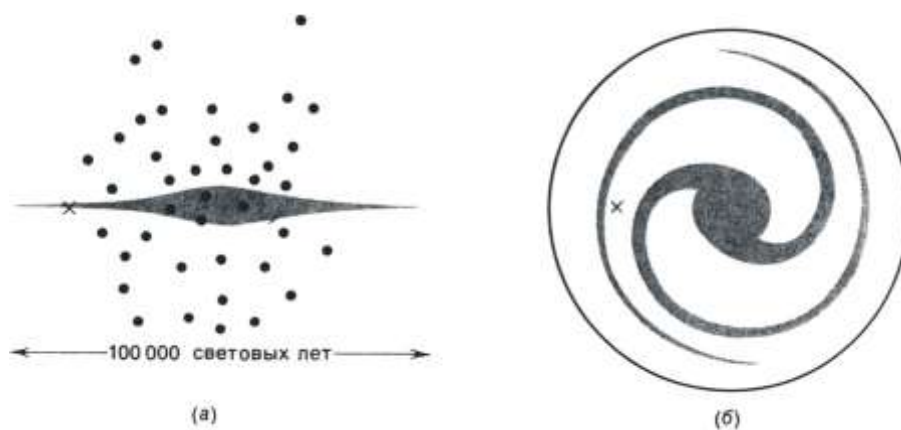


Рис. . Галактика в поперечном разрезе (а) и в плане (б). Большая часть материи сосредоточена в центре и в спиральных рукавах, но, кроме того, имеются шарообразные звездные скопления, состоящие из многих звезд, которые образуют сферическое "гало". Приблизительное положение Солнца в Галактике показано крестиком. (Из работ Д. Брауна, А. Массет, 1984).

Теория Большого Взрыва

Выше описанный сценарий Большого Взрыва пришел на смену модели «бесконечной и вечной» Вселенной. Последняя модель признавалась как учеными, так и богословами, которые утверждали, что Мир сотворен и у него будет конец. Двадцатый век, разрушив очень многое из того, что было создано в предшествующие века, позволил приоткрыть завесу тайны о том, как возникла Вселенная.

Началось все с опубликования статьи в 1922 г. петроградского ученого геофизика и математика А.А. Фридмана, в которой он на основе анализа уравнений Общей Теории Относительности (ОТО) пришел к выводу, что образовавшись в какой-то момент времени вселенная стала «разбухать», извергаясь из точки расширяясь во все стороны. На эту гипотезу смотрели как на фантастику. Ведь речь идет о «начале Мира». Получается так, что до этого события не было ни пространства, ни времени, ни законов их описывающих. Этому более всего обрадовались богословы, так как, по их мнению это доказывает факт сотворения Мира.

Позднее к 1929 г. данные «фантастические» представления были доказаны Эдвином Хабблом, обнаружившего разлет галактик по

доплеровскому эффекту смещения излучения в красную область у более удаленных звезд. Оказалось, что свет от более далеких галактик «краснее» света от более близких. Причем скорость разбегания оказалась пропорциональна расстоянию от Земли (закон расширения Хаббла). Но такой разлет вещества обязан иметь начало. Значит, все галактики должны родиться в точке. Кстати, разбегаются не звезды и даже не отдельные галактики, а скопления галактик. Ближайшие от нас звезды и галактики связаны друг с другом гравитационными силами и образуют устойчивые структуры. Причем, в каком направлении ни посмотри, скопления галактик разбегаются от Земли с одинаковой скоростью, и может показаться, что мы являемся центром Вселенной, однако это не так. Где бы ни находился наблюдатель, он будет везде видеть все ту же картину – все галактики разбегаются от него. Кстати это согласуется с «Совершенным Космологическим Принципом», которого придерживались древние мыслители. В соответствие с ним наблюдатель, в какой либо точке видит ту же картину, что и другой наблюдатель где-либо, и не только сейчас, но и в любой другой момент в прошлом или будущем.

В 1948 г. Джордж Гамов предсказал наличие рассеянного по всему пространству остаточного теплового излучения от первоначального взрыва. В момент взрыва температура была очень большой, и должно появиться очень много квантов света. Конечно, со временем все должно остывать, но остаточное тепловое поле должно было существовать и позднее в 1964 г. оно было обнаружено американскими радиоастрономами Р.Вильсоном и А.Пензиасом. Реликтовое электромагнитное излучение с температурой 3° по шкале Кельвина (-270°C). Именно это открытие, неожиданное для ученых, убедило их в том, что Большой взрыв действительно имел место. Современные интерпретации истории Вселенной показаны на рис. а,б.

Любопытно, что размеры Вселенной астрономы оценивают как 10^{28} см, в то время как начался инфляционный процесс с флуктуации 10^{-33} см. Величина протона, то есть атомного ядра атома водорода, - 10^{-13} см. Таким

образом, получается, что Вселенная вначале была во столько раз меньше протона, во сколько протон меньше Луны. Кстати, Луна по отношению к современной Вселенной имеет примерно тот же размер, что и начальная флуктуация в сравнении с ядром атома водорода.

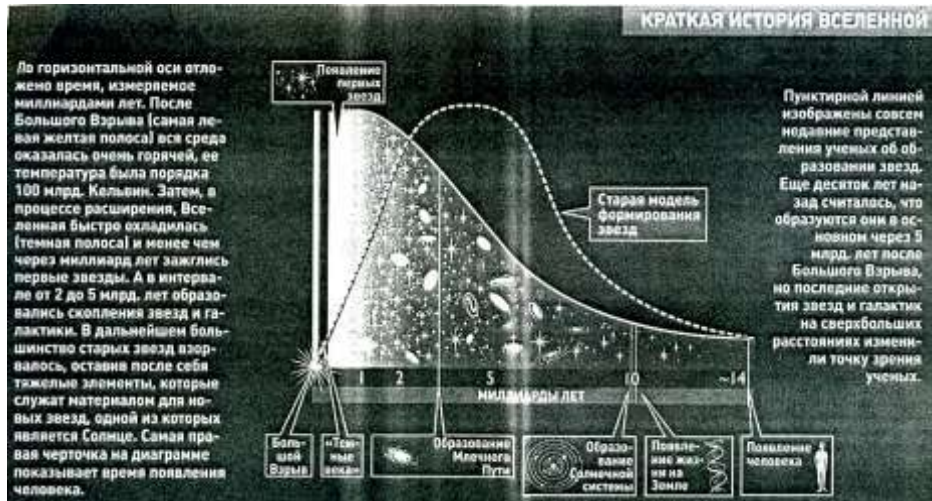


Рис. . Один из вариантов отображения истории Вселенной.

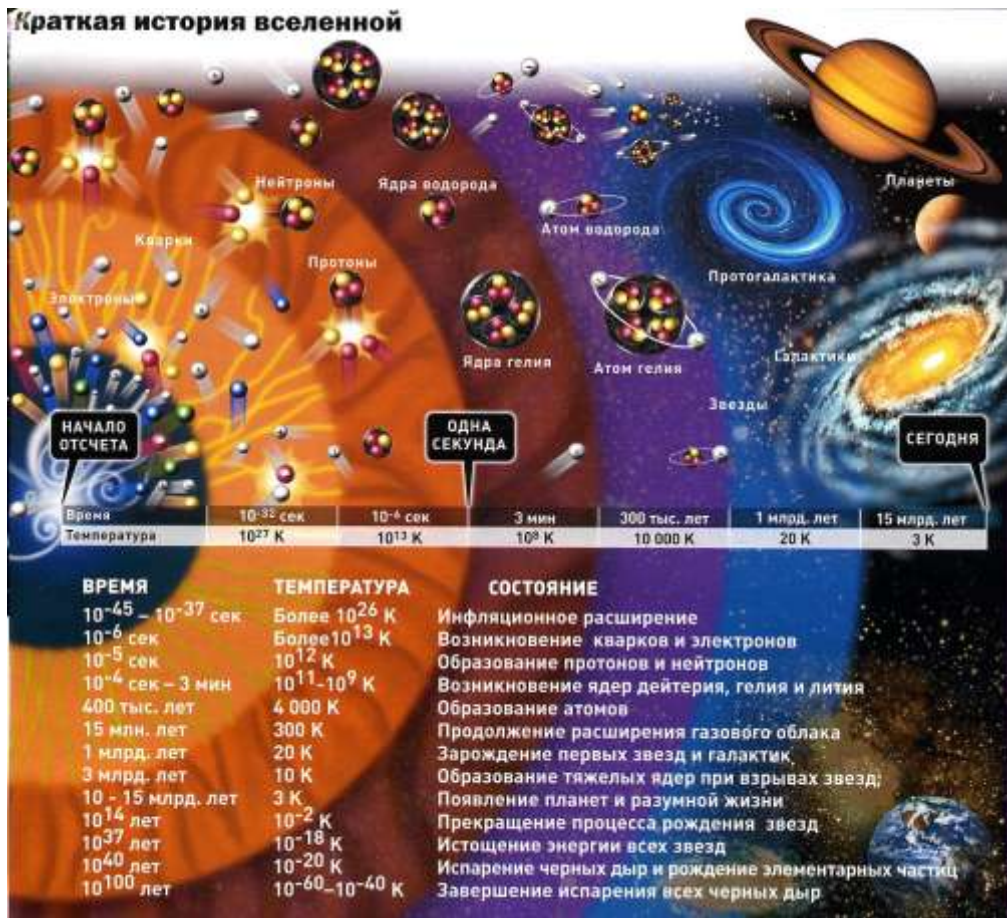


Рис. . Второй вариант истории Вселенной в соответствии моделью «Большого взрыва».

(Заимствовано из статьи С. Рубина «Мир, рожденный из ничего», журнал Вокруг Света, 2004, 56-65)

Современный нам момент эволюции Вселенной крайне удачно приспособлен для жизни, и длится он будет еще много миллиардов лет. Звезды будут рождаться и умирать, галактики вращаться и сталкиваться, а скопления галактик – улетать все дальше друг от друга. Поэтому времени для самосовершенствования у человечества предостаточно.

Однако тот факт, что наша Вселенная состоит на 96% из темной материи и темной энергии, и мы не знаем что это такое, все это свидетельство меры нашего незнания. В настоящее время под скрытой массой, или темной материей, понимаются любые неизвестные частицы и/или неизлучающие тела. Понять состав скрытой массы – одна из первоочередных задач науки. Кстати, термин «темная материя» не слишком-то хорош, так как материя эта – прозрачна для электромагнитного излучения (света). Если бы она действительно была темной, то мы вообще не имели возможности видеть звезды. Еще более ошеломляющим было открытие в конце XX века темной энергии. Что это такое – непонятно до сих пор.

Что же ждет нашу Вселенную в дальнейшем в соответствии с моделью Большого Взрыва? Еще несколько лет назад у теоретиков в этой связи имелись всего две возможности. Если плотность энергии во Вселенной мала, то она будет вечно расширяться и постепенно остывать. Если же плотность энергии больше некоторого критического значения, то стадия расширения сменится стадией сжатия. Сегодня вариантов ответа на вопрос о будущем нашей Вселенной стало значительно больше. И они существенно зависят от того, какая теория, объясняющая скрытую энергию, является правильной (рис.).

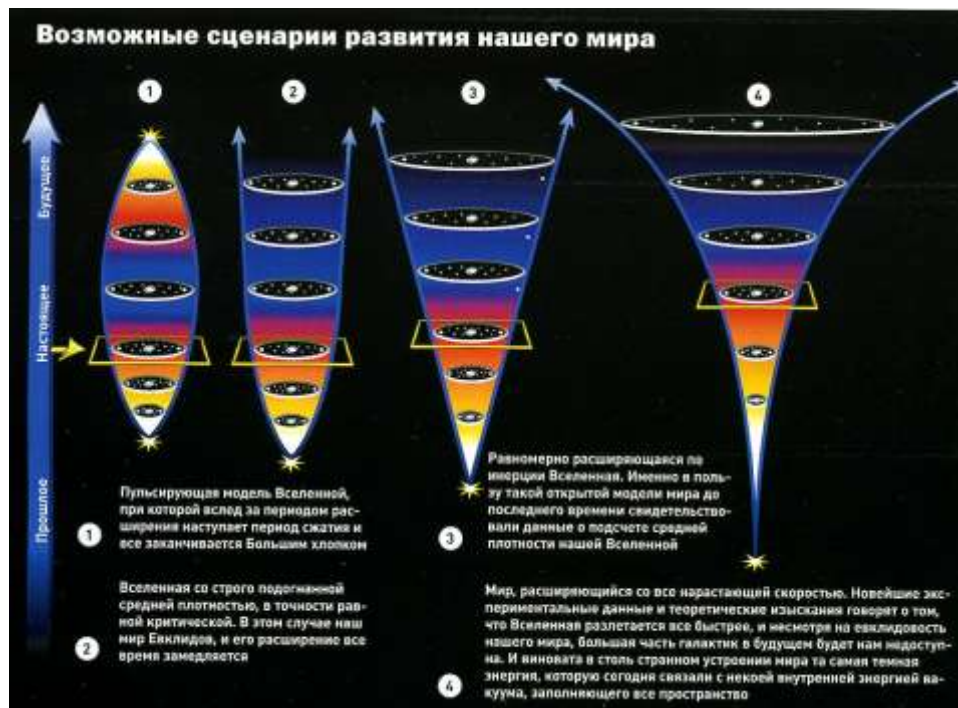


Рис. . Современные сценарии развития нашей Вселенной.
(Заимствовано из статьи С.Рубина «Мир, рожденный из ничего», журнал Вокруг Света, 2004, 56-65)

Так родилась одна из величайших теорий XX века, ставшая парадигмой. Расширение Вселенной, открытие темной материи, обуславливающей гравитационную устойчивость и эволюцию звездных систем – величайшее открытие космологии.

Гипотеза нулевой Вселенной (Кэри)

Важно отметить, что теория «Большого взрыва» – катастрофическая теория и не единственная из существующих. Например, известна эволюционная теория австралийца У. Кэри, согласно которой рождение материи и вселенной не одноактный процесс, а постоянный. По его мнению, это происходит в тех местах, где поле тяготения Ньютона, обращенное от каждой массы наружу уравниваются хаббловским полем, распространенным от всей Вселенной внутрь ее (рис.). К примеру, такие места находятся в космическом пространстве на равном удалении от окружающих его галактик. Предполагается, что вакуум, находящийся в условиях нуля «Ньютона-Хаббла», неустойчив и из него рождается материя в результате квантовых флуктуаций. Возникают элементарные частицы, из

которых появляются атомы химических элементов, в дальнейшем газово-пылевые туманности, звезды и галактики.

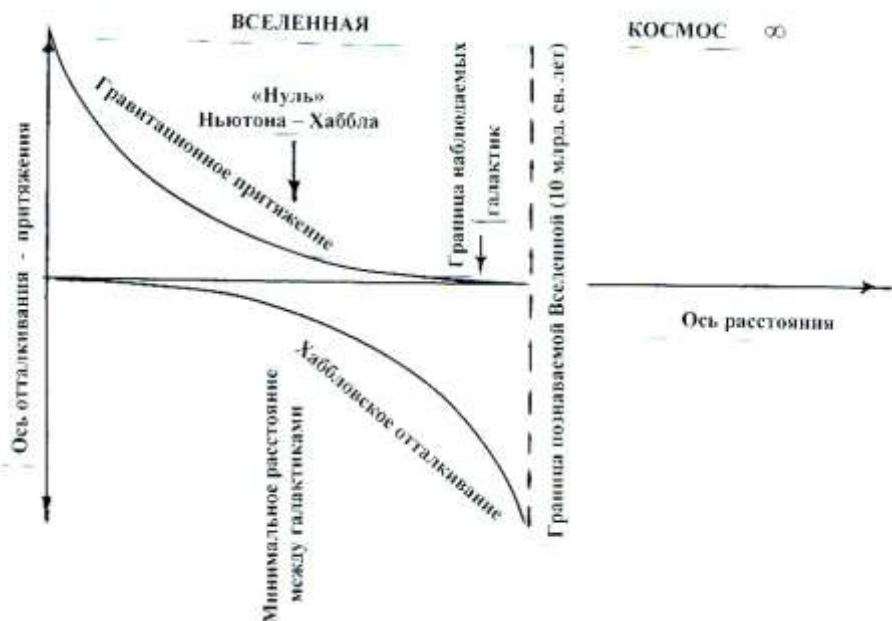


Рис. Схема распределения сил и положение «нуля» Ньютона-Хаббла во Вселенной по У. Кэри.

У. Кэри также как и другие исследователи, сторонники «нулевой» Вселенной, т. е. масса и потенциальная энергия друг другу противоположны и взаимно уничтожаются. Начиная от нулевой пустоты, масса и энергия добавляются равными порциями, и их сумма остается равной в любой момент времени. К представлениям о «нулевой» Вселенной пришли и сторонники «Большого взрыва» (С. Рубин, 2004). По их мнению, сегодня наша Вселенная состоит из большого числа звезд, не говоря уж о скрытой массе. И может показаться, что полная энергия и масса Вселенной огромны. И совершенно непонятно, как это все могло поместиться в первоначальном объеме 10^{-99} см^3 . Однако во Вселенной существует не только материя, но и гравитационное поле. Известно, что энергия последнего отрицательна и, как оказалась, в нашей Вселенной энергия гравитации в точности компенсирует энергию, заключенную в частицах, планетах и прочих массивных объектах. Таким образом, закон сохранения энергии прекрасно выполняется, и суммарная энергия и масса нашей Вселенной практически равны нулю.

Последние рассуждения отрицают наличие большого взрыва. Потому, что если мы мысленно повернем развитие Вселенной в обратную сторону, то мы придем к точке, где ничего не было и взорваться не могло. И мы можем рассматривать рождение Вселенной не как взрыв, а как постоянный процесс ее расширения. Еще Ф. Холл, классик астрофизики XX века, утверждал, что расширение Вселенной происходит вечно. Вещество рождается в пустоте самопроизвольно с такой скоростью, что средняя плотность Вселенной остается постоянной.

+Место рождения вещества по У. Кэри это сингулярная точка – «нуль» Ньютона-Хаббла, где ускорение, обусловленное тяготением, равно нулю, но потенциальная энергия частицы для падения к центру какой-либо галактики максимальна. Значит, из этой области начисто выметается любая материя и там поддерживается самый полный вакуум во Вселенной. Материя рождается постоянно в результате случайных квантовых флуктуаций. Так как в этом «нуле» нет никаких сил, вновь создаваемая материя должна накапливаться в виде разреженного газа, из которого зарождаются звезды – семена будущих галактик, которым суждено расти до тех пор, пока присущее им пространство не достигнет их собственного «нуля» Ньютона-Хаббла. Поэтому галактики имеют статистически одинаковые размеры. При этом У.Кэри идет дальше и считает, что любой центр масс – будь то планета, звезда или галактика – имеет минимум потенциальной энергии, где флуктуации вакуума встречают нулевой энергетический барьер. Он также предполагает, что в центре малых планет рождается (преобладает) железо, а при увеличении массы и давления в центре появляются все более легкие элементы, вплоть до стадии Юпитера, когда водород уже доминирует и планета начинает излучать свет. Из этого следует, что все звезды, планеты и их спутники находятся на стадии увеличения массы и объема, но и Солнечная система на некоторой ранней стадии была похожа на современный Юпитер с его лунами, также, что современная Солнечная

система – это зародыш будущей галактики. Чем крупнее космические объекты, тем с большей скоростью они расширяются.

Строение солнечной системы и сравнительная характеристика планет

Изучение Земли как небесного тела относится к области астрономии. Однако общее представление о положении Земли в мировом пространстве и отношении ее с другими космическими телами необходимо и для изучения курса в геологии, так как многие процессы, совершающиеся на поверхности и в глубоких недрах земного шара, тесным образом связаны с влиянием внешней среды, окружающей нашу планету. Например, приливы, отливы, магнитные бури и другие процессы. Познание вселенной проливает свет на проблемы происхождения Земли и ранние стадии ее развития.

Земля как космическое тело. Строение солнечной системы и сравнительная характеристика планет

Солнечная система, к которой принадлежит Земля, представляет собой сравнительно небольшой участок Вселенной, являясь частью Галактики. Наша Галактика в свою очередь – лишь одна из многих миллионов Галактик, разбросанных в пространстве, на расстоянии, в среднем превышающих их поперечники в 50 раз. По размеру и составу «звездного населения» с нашей Галактикой сходна Галактика Андромеды. Возраст нашей Галактики достигает 10 млрд. лет, возраст нашего Солнца 5 млрд. лет, возраст Солнечной системы 4,6 млрд. лет.

Солнце - является центральным телом Солнечной системы, в котором сосредоточено 99,866% всей массы системы. Вокруг него по определенным орбитам обращается 9 больших планет, кольцо астероидов между орбитами Марса и Юпитера и много мелких тел. Их масса составляет всего 0,134% вещества системы. В то же время 98% момента количества движения, т.е. произведения массы на скорость и радиус вращения сосредоточено в планетах. В настоящее время известно более 60 спутников планет, около 100 тыс. астероидов, или малых планет и около 10^{11} комет, а также огромное количество мелких обломков – метеоритов.

Все тела солнечной системы, начиная от мельчайших частиц космической пыли и кончая большими планетами, связаны силами взаимного притяжения и в той или иной мере оказывают влияние друг на друга. Земля, как один из членов этой системы, также испытывает воздействие других небесных тел, степень которого зависит от расстояния тела от Земли, его массы и физического состояния.

Наиболее значительное влияние на Землю оказывает Солнце. Оно обладает массой в 330 тыс. раз больше Земли в 750 раз больше массы всех планет и их спутников, и своим притяжением удерживает все небесные тела системы на их орбитах. Солнце – это звезда спектрального класса G2V, довольно распространенного в галактике Млечного Пути. В пределах Солнечной системы Солнце – единственное нагретое тело, источник световой и тепловой энергии, согревающей холодные тела планет.

По современным данным, Солнце – огромный шар, состоящий из расплавленных газов. Диаметр Солнца в 109 раз больше диаметра Земли и равняется примерно 1,4 млн. км, плотность оценивается в $1,4 \text{ г/см}^3$, хотя в центре она может достигать 160 г/см^3 . Температура поверхности = 6000°C , температура недр – $20\,000\,000^\circ\text{C}$. По данным спектрального анализа химический состав солнечной атмосферы содержит 67 элементов периодической системы Менделеева, по массе 73 % - приходится на водород и 25 % на гелий, а на остальные элементы – 2%. В структуре Солнца различают внутреннюю часть, или гелиевое ядро, далее располагается зона лучистого равновесия и зона конвекции, затем фотосфера, хромосфера и солнечная корона (рис.)

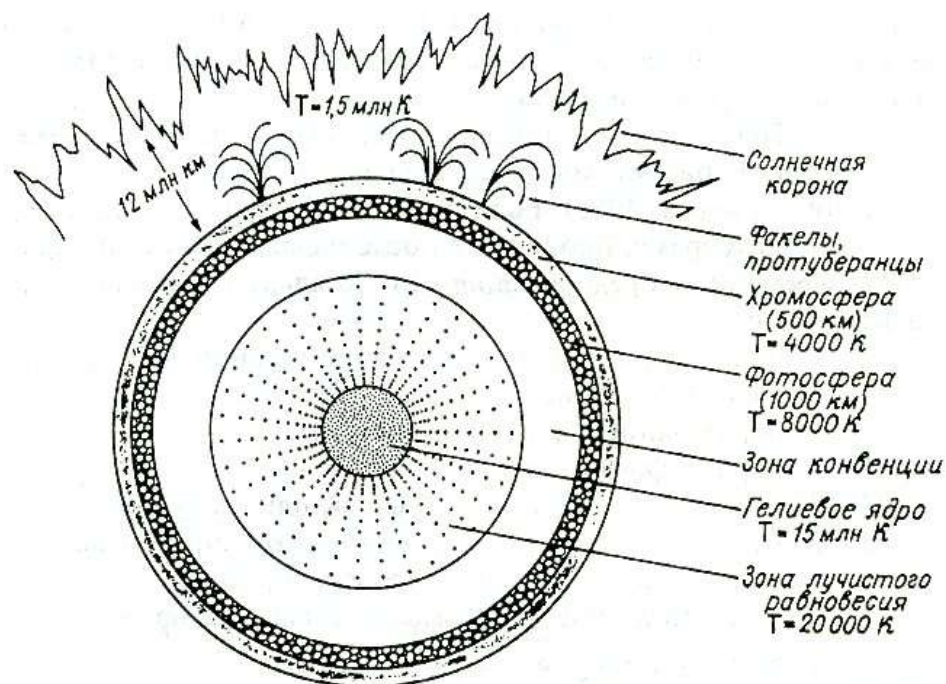


Рис. . Внутренняя структура Солнца (из работы Н.В.Короновскому, 2002)

Выделение энергии Солнцем, как и температура, остается практически неизменным на протяжении около 5,0 млрд. лет, т.е. с момента образования Солнца. Атомного горючего (водорода) на солнце должно хватить, по расчетам, еще на 5 млрд. лет. Когда запасы водорода истощатся, гелиевое ядро будет сжиматься, а внешние слои расширяться, и Солнце сначала превратится «красного гиганта», а затем – в «белого карлика».

Планеты (от греч. блуждающий) отличаются от звезд своими сравнительно малыми размерами и физическим состоянием своего вещества. Все они являются холодными телами, температура поверхности которых зависит почти исключительно от тепла, получаемого от солнца; светятся они, поэтому отраженным светом, в отличие от звезд, вещество которых находится в раскаленном состоянии. Планеты вращаются вокруг солнца по орбитам, близким к круговым и, лежащим почти в одной плоскости. Почти все вращения (вокруг Солнца и вокруг собственной оси) в солнечной системе происходят в одном направлении. В солнечной системе известно 9 планет. Ближе всех к Солнцу находится Меркурий, за ним Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон. На астрономическом конгрессе в

августе 2006 г. (в Праге) путем голосования решили не считать Плутон планетой, а называть малым планетарным телом (основание – размеры, поведение, строение и т.д.). Расстояния планет от Солнца подчиняются определенной закономерности – каждая следующая планета отстоит от Солнца примерно вдвое дальше, чем предыдущая. Земля находится от Солнца на среднем расстоянии – 149500 тыс. км; самая отдаленная планета Плутон – на расстоянии 5915 млн. км.

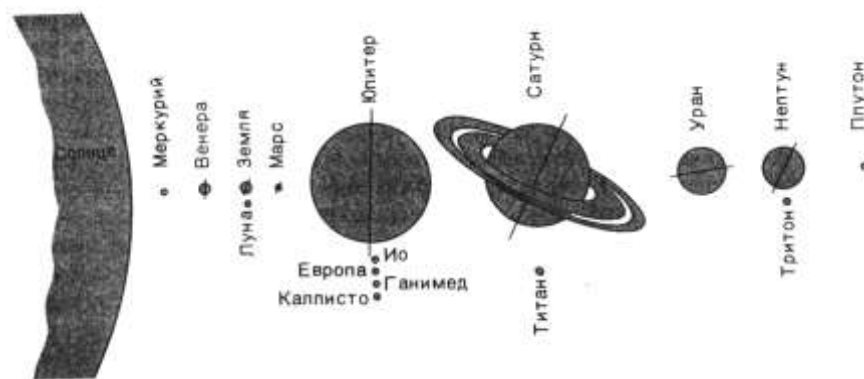


Рис. 3. Относительные размеры Солнца, планет и их спутников. Показаны только семь самых крупных спутников, остальные выглядели бы на этой схеме просто точками. Показана ориентировка осей вращения планет (если она известна). Расстояние между телами - не в масштабе. (Плоскости орбит планет приблизительно перпендикулярны плоскости чертежа). (Из работы Д.Брауна, А.Массет, 1984).

По положению в Солнечной системе, по размерам и особенностям своего физического состояния планеты четко делятся на 2 группы: планеты-гиганты и планеты типа Земли. К планетам-гигантам относятся наиболее удаленные от Солнца планеты: Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун. Их размеры в десятки раз превосходят размеры планет земного типа, а плотность значительно ниже.

По современным представлениям плотность внутренней части планет-гигантов > 1 . Но твердое ядро их окружено толстой оболочкой льда и замерзших газов, над которыми расположена весьма обширная облачная атмосфера из аммиака NH_3 и метана. Вследствие этого средняя плотность планет этого типа, вычисляемая по отношению веса ко всему объему,

оказывается близкой к плотности воды. Ввиду удаленности от Солнца планеты-гиганты получают очень мало тепла, и температура их поверхности много ниже 0. Они окружены многочисленными спутниками: у Юпитера – 15, Сатурна > 20, Урана – 10+5. Нептуна – 2 (табл.).

Таблица

Сравнительная характеристика планет Солнечной системы

Планеты	Радиус (отношение к земному)	Плотность, г/см ²	Масса (отношение к земной)	Состав атмосферы	Число спутников	Период обращения вокруг Солнца
Меркурий	0,39	5,44	0,04	He	-	56,6 сут
Венера	0,97	5,30	0,81	CO ₂ , N ₂	-	243 сут
Земля	1,00	5,52	1,00	N ₂ , O ₂ , CO ₂ , Ar	1	24 ч
Марс	0,53	3,95	0,11	CO ₂ , N ₂ , Ar	2	24,6 ч
Юпитер	10,95	1,33	316,94	NH ₃ , CH ₄ , H ₂	16	9,92 ч
Сатурн	9,02	0,69	94,9	NH ₃ , CH ₄	>20	10,5 ч
Уран	4,00	1,32	14,66	CH ₄ , He,	15	17,2 ч

				ацетилен		
Неп тун	3,92	1,64	17, 16	CH ₄	8	16,1 1 ч
Плу тон	0,46	2,05	0,7		1	6,4 сут

К группе планет типа Земли относятся Венера, Марс и Меркурий. Эти планеты обладают относительно небольшими размерами, близкими к размерам Земли, сравнительно высокой плотностью и разреженными атмосферами. В отличие от планет-гигантов у этих планет спутников не больше 1-2 (1 у Земли и 2 у Марса).

Астероиды – это мелкие небесные тела движущиеся подобно планетам вокруг Солнца в пространстве между орбитами Марса и Юпитера. Самые крупные достигают несколько сотен километров в поперечнике (Церера-770 км, Веста-380 км и т.п.), самые мелкие из числа известных имеют диаметр порядка 1 км. По изменению блеска (отраженного от Солнца) некоторых астероидов, предполагают, что они представляют собой неправильные скалоподобные угловатые обломки, похожие на крупные метеориты. Это служит подтверждением гипотезы об образовании астероидов из обломков планеты, расколовшейся в результате космической катастрофы.

Кометы (от греч. – косматые, хвостатые звезды) – члены Солнечной системы периодически появляющиеся на небе в виде перемещающихся туманных объектов со светлым ядром и с одним или несколькими хвостами, направленными в сторону, противоположную солнцу. Кометы обращаются с определенной периодичностью вокруг Солнца, но вследствие очень большого эксцентриситета своих орбит, кометы при удалении от Солнца уходят далеко за пределы планетных орбит и надолго исчезают из нашего поля зрения. У комет различают 3 части: голову кометы или кому, ядро и хвост.

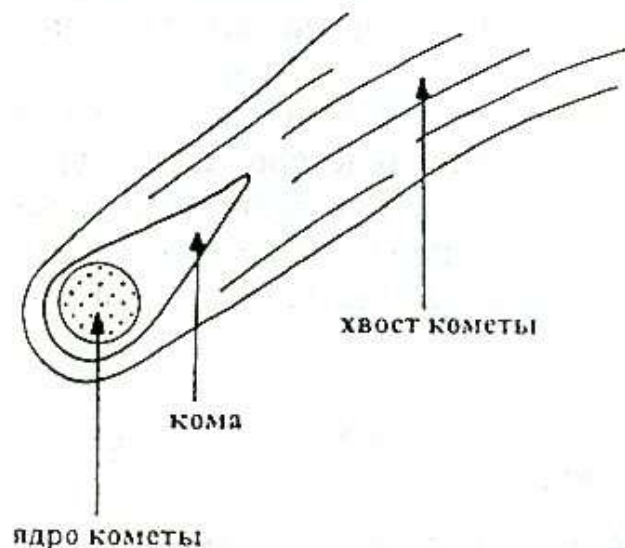


Рис. . Схема строения кометы (из работы Н.В. Короновского, 2002)

Кома представляет собой туманность, окружающую ядро и хвост. Кома представляет собой туманность, окружающую ядро и бывает газовой, пылевой или смешанной. Ядра комет твердые и в поперечнике достигают несколько км. При приближении кометы к солнцу холодное ядро ее разогревается. Выделяющиеся из раскалившегося ядра газы создают вокруг него оболочку – голову кометы и в дальнейшем растягиваются в виде хвоста на многие десятки миллионов км. По данным спектрального анализа хвост кометы образован разряженными газами, главным образом окисью углерода (CO) и азота, а иногда и мельчайшей космической пылью, выделяемой из ядра.

Конец XX века оказался богатым в наблюдении комет. В середине 80-х годов к Земле приблизилась комета Галлея. На встречу к ней были направлены космические станции. С кометой встречались аппараты «Вега-1» и «Вега-2». «Вега-1» прошла на расстоянии 8890 км от ядра (планировалось 10 тыс. км), а станция «Вега-2» на расстоянии 8030 км. Были установлены состав и структура ядра. Ядро кометы Галлея представляет собой вытянутое тело неправильной формы с размерами 14x7,5x7,5 км. Ядро вращается, совершая один оборот примерно за двое суток, точнее за 53 ± 2 часа. Температура поверхности ядра 30-130°C. Существует «ледяная модель»

кометы. Так установлено, что в результате нагрева солнечными лучами из кометы испаряется вода. Предполагается, что это действительно льдина, покрытая тонким слоем тугоплавкого вещества и меняющего пористую структуру. Толщина пористого слоя примерно 1 см. Все это напоминает почерневший, покрытый грязной коркой «мартовский сугроб». Удалось установить, что каждую секунду с поверхности кометы испаряется примерно 40 т. Во внутренней части комы (500 км от ядра) выявлены пары CO_2 . Суммарный пылевой поток из ядра составляет 5-10 т каждую секунду. Первые пылинки установлены на расстоянии 320 тыс. км от ядра. Пылинки по составу отвечают: 1) углистым хондритам (C, O, Na, Mg, Ca, Fe); 2) группа пылинок углеродистые с изотопами углерода ^{12}C , ^{13}C ; 3) микроскопические льдинки.

В 1994 г. наблюдалось уникальное событие. Группа комет Шумейкера-Леви из 9 тел, следуя одно за другим, врезалась в Юпитер. Последствия столкновений долго наблюдались с Земли.

В весеннем небе над Землей хорошо были видны еще две кометы – Хиякутаки (1996 г) и более яркая – Хейла-Бопы (1997 г). Последняя комета имеет период обращения более 1000 лет.

Метеориты и роль их изучения в познании Земли

Метеориты – представляют исключительный интерес для науки и геологии в частности, как тела неземного происхождения, доступные непосредственно исследователю. В отношении происхождения метеоритов уже давно наметились 2 точки зрения: согласно одной метеориты попадают на землю из отдаленных солнечных систем, согласно другой метеориты являются обломками небесных тел нашей солнечной системы.

По современной классификации метеориты делятся на 3 основных класса: 1) метеориты железные – сидериты, состоящие в основном из никелистого железа, 2) железо-каменные – сидеролиты, содержащие примерно в равных количествах железо и силикатные минералы; 3) каменные – аэролиты, состоящие в основном из силикатных минералов, с включениями

никелистого железа. Этот класс подразделяется на 2 группы: хондриты, или зернистые метеориты и ахондриты или землистые метеориты.

Каменные метеориты составляют 80 % от всех известных. Размеры метеоритов различны; от микроскопической пыли до гигантов массой в десятки тонн. Например, железный метеорит Гоба в Ю-З. Африке составил 60 т; известный тунгусский метеорит, упавший в 1908 г. в бассейне р. Подкаменной Тунгуски в 65 км от поселка Ванавара предполагается массой до 50 тыс. т. (подсчитано по размерам разрушений).

Проблема Тунгусского метеорита по сей день, занимает умы многих исследователей – как одно из загадочных явлений нынешнего столетия. В 1927 г. на место происшествия пришла первая экспедиция по изучению тунгусского падения под руководством Л.А. Кулика. Тогда казалось очевидным, что громадное тело не могло исчезнуть бесследно. И, тем не менее, в результате многолетних поисков ни одного «куска» найдено не было. Следующий этап изучения необычного явления начался в 1958 г. после посещения места падения метеорита экспедицией Комитета по метеоритам А.Н. СССР под руководством К.П. Флоренского. А с 1959 г. постоянно работают несколько экспедиций над этой проблемой. Изучение обстоятельств катастрофы дало возможность сделать вывод о том, что, очевидно, большая часть вещества метеорита после взрыва перешла в жидкое и, возможно, газообразное состояние, а затем она застыла в виде мелких капель, которые постепенно осели на землю. В результате исследований последних лет установлено, что вблизи эпицентра катастрофы в форме остроугольных силикатных частиц выпало большое количество космогенного материала. Кроме того, в слое торфа 1908 г были обнаружены алмазоподобные сrostки неземного происхождения. Состав алмазоподобных сrostков дает веские основания полагать, что Тунгусский пришелец – это углистый хондрит.

В зависимости от силы удара о поверхность Земли метеориты образуют метеоритные ямы ($d \leq 1$ м), воронки ($d > 1$ м) и кратеры, возникающие в

результате взрыва при падении гигантских метеоритов. Самый большой кратер метеоритного происхождения Чиксулуб диаметром около 200 км обнаружен на полуострове Юкатан на юге Мексики. Большую известность получили кратеры – Попигайский на севере Красноярского края и Якутии, Рисский в Германии и Аризонский в США.

Космогонические гипотезы о происхождении солнечной системы – эволюционные (Канта-Лапласа, Шмидта, Фесенкова, Ларина), катастрофические (Джинса, Мультона, Чемберлина)

По вопросам происхождения Солнечной системы необходимо ознакомиться с основными идеями гипотез Канта-Лапласа, Чемберлена-Мультона, Джинса, Шмидта и др. Камнем преткновения для многих гипотез является распределение момента количества движения (mvR) в Солнечной системе. Оказывается, 98% этой величины сосредоточено в планетах, масса которых менее 1/700 от массы Солнца. Это означает, что при формировании Солнечной системы количество движения каким-то образом было передано от центра на периферию.

Древние греки Пифагор, Аристотель (6 век до н.э.), считали, что центром мироздания является Земля. Все остальное закреплено на хрустальной сфере, которое вращается вокруг Земли. Птоломей (2 век) математически обосновав геоцентрическую систему мироздания, говорил, что все небесные тела вращаются по круговым орбитам (дифференты) вокруг Земли. По таким же орбитам движутся и центры орбит (эпициклы), а сами планеты, двигаясь по ним, совершают сложные петлеобразные движения. Эта гипотеза просуществовала длительное время и была принята церковью. Николай Коперник в 16 веке создал гелиоцентрическую систему Мира, по которой центром обращения небесных тел стало Солнце. В 17 веке немец Йоханн Кеплер открыл законы движения планет - каждая планета движется по эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце.

Происхождение же Земли практически и до сих пор окутано тайной. В 1952 году геохимик Т. Барт писал, что происхождение Земли окутано мраком

неизвестности. И. Ньютон, открывший закон всемирного тяготения и теоретически обосновавший законы движения небесных тел в космическом пространстве, писал, что «изящнейшее соединение Солнца, планет и комет не могло произойти иначе, как по намерению и по власти могущественного и премудрого существа». Гипотез (попыток какого - то разъяснения образования того или иного объекта Вселенной) о происхождении Земли, Солнечной системы или Вселенной много.

Одной из передовых гипотез своего времени считалась гипотеза Канта - Лапласа. Иммануил Кант, немецкий философ, считал (1775), что в начале был хаос, созданный богом - облако пылевых частиц. Силы притяжения вызвали слипание частиц - аккрецию (акреция - гравитационный захват вещества). Частицы при слипании, ударе организовали в центре сгусток раскаленного вещества - Солнце. Продолжая падать на Солнце, частицы закрутили его. Вместе с Солнцем начал крутиться и хаос. Отдельные сгустки стали планетами, спутниками, образовавшимися по этой же схеме. Прообраз такого процесса Кант видел в кольцах Сатурна. Лаплас, говоря о том, что холодный хаос не мог привести к упорядочному движению, дополнил эту гипотезу тем, что сказал, что уже в начале была вращающаяся раскаленная газовая туманность с центральным сгустком вещества - Солнцем. Постепенно охлаждаясь размеры туманности уменьшались (сжатие), скорость вращения увеличивалась. Когда в определенном участке выравнивались центробежные силы и силы притяжения, от облака отслаивалось кольцо. При увеличении скорости вращения и последующем выравнивании сил образовывались новые кольца. В этих кольцах в результате аккреции возникали сгустки - планеты. В гипотезе Канта - Лапласа при открытии новых данных было обнаружено много недостатков и несовпадений в расчетах. Советский ученый Фесенков развил эту гипотезу в соответствии с новыми данными, дополнив химическими и физическими данными.

Ж. Бюффон (1745) писал о том, что планеты образовались как осколки после удара в Солнце большой кометы. Американец Т. Чемберлин (1901) и астроном Ф. Мультион (1905) писали о том, что, скорее всего, образование планет Солнечной системы объясняется тем, что близко от Солнца прошла соизмеримая с ним звезда, вытянув из него два приливных бугра, которые и образовали, вытягиваясь вслед за проходящей звездой, две раскаленные ветви - спирали. Эти ветви, вращаясь вокруг Солнца, в результате аккреции образовали планеты. Астрофизик Джинс (1916) в своих расчетах показал, что эти бугры не могли образовать ветви - спирали, и предположил, что один из бугров превратился в сигарообразный выступ, который оторвался от Солнца и распался на отдельные сгустки, из которых в дальнейшем образовались планеты. У больших планет образовались маленькие сигары, развитие которых проходило по тому же сценарию, при этом роль проходящей звезды играло уже само Солнце. Гипотезы такого плана выдвигались и позднее по мере развития астрофизики и получения новых данных. Советский астроном Крат выдвинул такую схему: газово - пылевая туманность с гравитационным уплотнением в центре (Солнце 20000 градусов) - разогрев уплотнения (100000 градусов) за счет гравитационного уплотнения - термоядерный взрыв - разброс вещества до орбиты Юпитера – образование внешних планет из холодного вещества – превращение Солнца в красного гиганта - образование горячих планет типа Земли (500-1000 градусов) - остывание планет - сдувание Солнцем с некоторых планет газовой оболочки. Все эти гипотезы сопровождались математическими и физическими расчетами.

Одна из знаменитых гипотез - это гипотеза советского ученого Отто Юльевича Шмидта (1944). Суть ее в следующем. Земля могла быть сформирована из метеоритов за 7 миллиардов лет. Рой метеоритов (газово-пылевое облако) был захвачен, прошедшей через него, Солнцем. Присутствие Солнца в этом облаке вызвало аккрецию, образование сгустков материи, а из них планет и спутников. На ранних стадиях развития Солнечной системы некоторые планеты типа Земли могли быть

расплавленными за счет термоядерных реакций. Гипотеза математически и физически обосновывала много – например, парадокс моментов количества движения, которых присутствовал во всех ранних гипотезах.

Современное представление о происхождении Солнечной системы и планеты Земля

В соответствии с современными представлениями происхождение планет не отрывают от происхождения Солнца. И в развитие гипотезы Канта-Лапласа большинство исследователей считает, что все планеты и Солнце образовались из небулы – единой пыле-газовой туманности. При вращении под воздействием гравитационных и центробежных сил туманность превратилась в сплюснутый с полюсов эллипсоид. По экватору произошло истечение протопланетного вещества, из которого затем сформировались планеты, а центральное сгущение небулы в конце концов превратилось в Солнце. Проблема момента количества движения в этой модели была решена Ф. Хойлом, который считает, что у небулы было мощное магнитное поле, которое послужило той силой, что смогла осуществить передачу момента из внутренних частей небулы на периферию. Магнитные силовые линии, будучи жестко связанными, с ионизированным веществом небулы, должны были поддерживать постоянство угловой скорости во вращающейся и сжимающейся туманности, то есть они, как спицы в колесе, выполняли роль сцепки в системе.

Геохронология

Согласно Библии возраст Земли составляет несколько более 6 000 лет. О таком возрасте писал и Ньютон. Но Библия создание Божие. И что такое день в Библии нам непонятно. Ж. Бюффон считал в 18 столетии, что возраст Земли не менее 75 тысяч лет. Барон Кельвин в 19 веке утверждал, что возраст Земли не может быть менее 100 млн. лет. Последние данные свидетельствуют о том, что Земля существует как минимум не менее 4,5 млрд. лет. На протяжении всей этой истории возникали и разрушались горные породы. Эти процессы идут сейчас. Определение времени

образования той или иной породы или минерала – одна из главных задач геологии.

Определение времени образования горных пород и минералов очень важно при изучении геологических явлений. Правильность определения последовательности образования слоев является иногда решающей для понимания структур земной коры.

Понятие об относительном и абсолютном возрасте, методы определения относительного возраста

В геологии существует *относительное* летоисчисление и *абсолютное*. Последнее наиболее полное применение получило в второй половине XX в, в настоящее время совершенствуется и в будущем все больше будет внедряться в практику работ. Относительное летоисчисление очень удобно в практическом смысле и еще надолго сохранит свое значение. Как правило, эти методы применяются вместе.

Задача относительного летоисчисления заключается в том, чтобы расчленив толщу осадочных пород или связанные с ними массивы изверженных пород по возрасту, т.е. установить последовательность геологических событий. В свое время Г. Лейбниц указывал, что время это последовательность (порядок) событий, а пространство – это порядок вещей (тел).

Методы определения относительного возраста используются уже давно. Датчанин Нильс Стенсон (Николаус Стено) установил, что чем выше по разрезу располагается слой, тем он моложе. Впоследствии подобное определение возраста названо *стратиграфическим методом* – что моложе, что древнее исходя из взаимоотношений геологических тел друг к другу. Подобен ему *метод литологический*, основанный на корреляции (сопоставлении) одинаковых пород в соседних разрезах. Подобные одинаковые слои, расположенные в нескольких разрезах горных пород называются *маркирующими горизонтами*.

Между тем, часто, особенно в горных областях, слои бывают смяты в складки, разорваны или надвинуты друг на друга. В случае опрокинутой складки или надвига древние слои могут оказаться лежащими на более молодых, и стратиграфический метод даст неверные результаты. В таком случае надежным методом установления относительного возраста горных пород является *палеонтологический*(биостратиграфический) метод, предложенный впервые английским ученым Вильямсом Смитом в конце XVIIIвека.

В основе метода лежит определение относительного возраста геологических тел по остаткам содержащихся в них древних организмов. Органический мир в ходе геологической истории претерпел значительные изменения: от совершенно примитивных организмов, остатки которых встречаются в наиболее древних слоях земной коры, до высокоорганизованных представителей животных и растений, соответствующих по времени новейшим отложениям. Еще Леонардо да Винчи говорил, что раковины, обнаруженные в современных горах жили когда то на этом месте в море. То есть горы образовались из осадков на месте моря. В 18 веке английский ученый В. Смит выделил и проследил в Англии серию пластов, у которых были одинаковые окаменевшие остатки растительных организмов. В начале XIXвека, Ж. Кювье пришел к выводу о том, что пласты с одинаковыми комплексами органических остатков являются одновозрастными. Смену комплексов он объяснял катастрофами.

В каждом комплексе горных пород встречаются разнообразные органические остатки, принадлежащие к различным классам, родам, видам. Не все они имеют значение для установления относительного возраста пород. Некоторые виды животных прошли через миллионы лет геологической истории без существенных изменений, и остатки их встречаются в самых разнообразных по возрасту слоях горных пород. Другие же животные быстро эволюционировали. Одни роды и виды быстро сменялись другими при достаточно широком площадном их развитии. Такие

организмы называют *руководящими ископаемыми*, и они имеют главное значение в установлении относительного возраста пород.

Путем тщательного изучения ископаемых, находимых в пластах, палеонтологам удалось установить определенную последовательность в развитии жизни на Земле и на этой основе разработать шкалу относительного летоисчисления или геохронологии и параллельную ей стратиграфическую шкалу.

Кроме стратиграфического и палеонтологического методов относительного летоисчисления разработан структурный метод, который применим в основном для «немых» пород. «Немые» породы широко распространены по всей толще земной коры, к ним относятся магматические и метаморфические породы, в которых остатков организмов не сохраняется.

Структурный метод основан на анализе условий залегания «немых» пород при выяснении соотношений их с породами, содержащими окаменелости либо по их взаимодействиям и пересечениям, что демонстрирует рис. . Определение возраста интрузивных тел производится по соотношению между интрузивными и осадочными породами, прорванными интрузией и перекрывающими их толщами. Определение возраста эффузивных пород основано на определении возраста перекрывающих и подстилающих их пород.

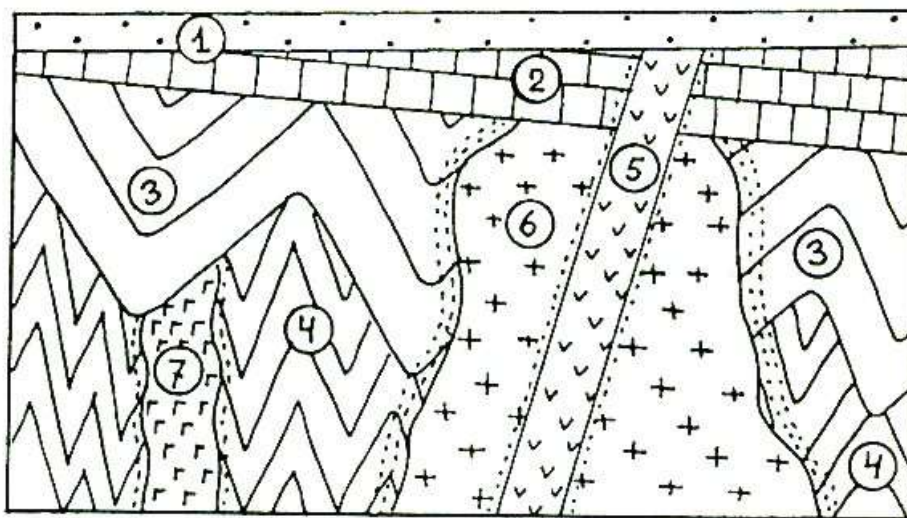


Рис. Применение структурного метода для определения возрастной последовательности образования геологических тел в разрезе.

4,3,2,1 – последовательность формирования осадочных пород, толщи которых разделены стратиграфическими несогласиями. Дайка 5 – самая молодая и внедрилась до образования толщи 1. Гранитная интрузия внедрилась до формирования толщи 2, после формирования толщ 3 и 4. Дайка 7 – самая древняя и прорывает только толщу 4

(из работы Н.В.Короновскому, 2002)

История развития методов абсолютной геохронологии,
радиогеохронометрия и ее основные методы

Под *абсолютной геохронологией* понимают определение возраста пород и геологических событий в обычных единицах времени.

Геологические методы абсолютного летоисчисления весьма разнообразны. Одни из них основаны на изучении продолжительности ряда современных геологических процессов, например, скорости накопления дельтовых отложений (в р. Нил скорость накопления наносов реки 0,152 м в столетие), скорости эрозии и седиментации, подсчета количества слоев в «ленточных глинах» - отложениях ледниковых озер и т.д. Большая часть этих геологических методов основана на процессах, протекающих с непостоянными скоростями в разных районах и в разное время. Они дают противоречивые цифры и часто основаны на неверных предпосылках. Лишь некоторые из них пригодны для определения возраста толщ в местных условиях.

Существуют методы определения абсолютного возраста на основе исследования минерального вещества. Они подразделяются на две группы – первичные и вторичные

К первичным методам относятся те, которые основаны на непосредственно аналитическом определении конечных продуктов распада и первичных радиоактивных элементов в минералах. Это так называемые радиологические методы (*радиогеохронометрия*) и они получили

наибольшее признание. Так как скорость радиоактивного распада любых радиоактивных элементов известна и остается постоянной при любых условиях, то имея данные о количестве в минерале оставшегося радиоактивного элемента и о количестве выделившихся продуктов распада, нетрудно подсчитать, зная скорость распада, сколько времени существует этот минерал. Таким путем датируется время образования всей горной породы, из состава которой выделен минерал.

Эти методы основаны на вычислении времени по самому процессу радиоактивного распада (табл.).

Таблица

Продукты распада радиоактивных элементов

Материнский изотоп	Эмиссия	Конечный продукт	Период полураспада, млрд. лет
U^{238}	$8\alpha + 6\beta +$ энергия	Pb^{206}	4.468
U^{235}	$7\alpha + 4\beta +$ энергия	Pb^{207}	0.7038
Th^{232}	$6\alpha + 4\beta +$ энергия	Pb^{208}	14.008
Rb^{87}	$1\alpha +$ незначительная энергия	Sr^{87}	48.8
K^{40}	(захват электрона) (бета - излучение)	Ar^{40}	1.30
		Ca^{40}	1.30
C^{14}	(бета-излучение)	N^{14}	(Всего 5730 лет)
H^3	1 нейтрон	H^2	(Всего 12.5 года)

Примечание: Альфа (α)-частица – ядро гелия, состоящее из 2 протонов и 1 нейтрона, бета (β)-частица – свободный электрон, обладающий большой скоростью (из работы А.Я. Пшеничкина, Л.П. Рихванова, Г.В. Шубина, 1978).

Среди первичных методов различают:

- свинцовый, основанный на радиоактивном распаде изотопов урана и тория;
- гелиевый, основанный на радиогенном образовании гелия при распаде радиоактивных изотопов;
- аргоновый (калий-аргоновый), основанный на переходе, в результате радиоактивного превращения, калия-40 в аргон-40;
- калий-кальциевый, основанный на анализе радиогенного кальция-40;
- рубидиево-стронциевый, основанный на радиоактивном распаде изотопа рубидия-87;
- рениево-осмиевый, основанный на радиоактивности рения-187 и превращения его в осмий-187;
- ксеноновый, основанный на определении ксенона в урановых минералах;
- иониевый, основанный на анализе поведения иония и равновесного с ним радия в глубоководных морских осадках;
- радиоуглеродный, основанный на определении изотопа углерода -14;
- радиоводородный (тритиевый), основанный на определении трития в природных водах;
- бериллиевый, основанный на определении ничтожных количеств радиоактивного изотопа бериллия в океанических осадках.

Свинцово-уран-ториевый, или свинцовый метод основан на использовании трех процессов радиоактивного распада $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$, $^{237}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$. Измерив в уран-ториевом минерале содержание всех (шести) изотопов урана, тория и свинца, можно найти пять изотопных отношений: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Первое

отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ во всех случаях составляет 137,7, остальные четыре позволяют получить четыре оценки возраста минерала. Если все четыре отношения дают один и тот же возраст, то это свидетельствует о достоверности результата. Если же эти оценки расходятся (что наблюдается значительно чаще!), а сам анализ был надежным, то следует считать данный образец непригодным для определения возраста. Точность метода оценивается в 5 %.

Наиболее надежным из всех этих методов является свинцовый. Преимущество его перед другими методами заключается в наиболее точно установленной постоянной радиоактивного распада, а так же в том, что возраст может быть установлен независимо по 3 радиогенным изотопам свинца (Pb^{206} , Pb^{207} , Pb^{208}). Совпадение результатов, полученных по этим изотопам может служить надежным критерием их достоверности. Однако этот метод применим в основном для магматических пород, содержащих U, Th и Pb.

Аргоновый и стронцевый методы применимы для определения осадочных пород. Аргоновый метод основан на учете радиоактивного распада изотопа K^{40} , присутствующего в природном калии. Калиевые минералы довольно широко распространены и входят в состав многих осадочных пород. При распаде K^{40} часть его превращается в Ar, количество которого в минералах определяется путем газового объемного анализа. Возраст минералов, определенных аргоновым методом, может быть проконтролирован стронциевым методом, при этом используется распад $\text{Rb}^{87} \rightarrow \text{Sr}^{87}$.

Погрешность этих методов 5-10 % от измеряемой величины за счет неполной сохранности радиоактивных элементов. С помощью этих методов установлена абсолютная длительность эр и периодов. Возраст самых древних архейских пород определен в 2600-3500 млн. лет.

Вторичные методы определения довольно разнообразны, но не получили широкого распространения:

- метод плеохроических ореолов, основанный на анализе интенсивности и длительности альфа-излучения при распаде радиоактивных элементов, содержащихся в минерале;
- термолюминесцентный, основанный на анализе активации горных пород и минералов природными радиоактивными изотопами;
- метамиктный, основанный на измерении аморфности и альфа-активности минералов, содержащих радиоактивные элементы;
- кислородный, основанный на определении соотношения NO_3/NO_2 ;
- трековый, основанный на анализе и математической обработке треков, возникающих при спонтанном делении тяжелых элементов;
- метод определения электропроводности калийсодержащих минералов, основанный на измерении удельного сопротивления минералов, которое, как считают отдельные учёные, увеличивается под действием бета-распада изотопа калия-40;
- метод дисперсии двупреломления, основанный на изменении с возрастом двупреломления минералов.

Международные стратиграфическая и геохронологическая шкалы
и их подразделения

На основе палеонтологических и стратиграфических методов удалось расчленить толщи осадочных образований с ассоциирующими с ними магматическими и метаморфическими породами на ряд стратиграфических подразделений. По региональным стратиграфическим колонкам была определена последовательность всех встречающихся на Земле осадочных толщ и вся эта последовательность по согласованию между учеными геологами (стратиграфами, биостратиграфами) подразделена на ряд интервалов. Каждому из которых было присвоено свое название. Так была создана стратиграфическая (лат. «стратум» - слой, «графо» - описываю) шкала. В 1881 г. на II Международном геологическом конгрессе стратиграфическая шкала была совмещена с геохронологической, в которой уже были указаны временные рамки стратиграфических подразделений.

Таким образом в международных шкалах все геологическое время было разделено на отрезки (подразделения *геохронологической шкалы*), в течение которых сформировались конкретные толщи осадочных горных пород (подразделения *стратиграфической шкалы* (табл.).

Таблица. Подразделения международных геохронологических и стратиграфических шкал

Геохронологическая шкала	Стратиграфическая шкала
Эон	Эонотема
Эра	Эратема (группа)
Период	Система
Эпоха	Отдел
Век	Ярус

Границы между подразделениями стратиграфической шкалы были выбраны по перерывам в осадконакоплении. Нелишне заметить, что каждое такое крупное подразделение имеет свой стратотип, т.е. эталонный разрез в какой либо стране.

В названии подразделений геохронологической шкалы использованы латинские слова: эон - длительный промежуток времени, эра - крупный промежуток времени, в течение которого и процессы эволюции Земли и органика не претерпевали существенных изменений.

Самые крупные подразделения шкал – эон и эонотема состоят из двух частей. Первая получила название *криптозой* (время скрытой жизни на Земле), на который приходится почти 4 млрд. лет и он включает две эры (эратемы) – архейскую и протерозойскую. Вторая – *фанерозой* (время явной жизни на Земле) и состоит из трех эр (эратем) – палеозойской, мезозойской, кайнозойской. Названия их происходят от греческих слов: археос - очень древний (первоначальный), протерос – первичный (ранний), палеос –

древний, мезос – промежуточный (средний), кайнос – новый крипто-скрытый, фанерос – явный, зоикос - жизнь,.

Эратемы (эры) подразделяются на более мелкие единицы – системы (периоды). Каждая система характеризуется появлением новых классов животных, вымиранием старых и развитием некоторых ранее живших семейств животных. Названия системам часто даются по местности, где были впервые установлены, или по имени народности, населявшей эту местность, или по названиям горных пород, преобладающих в составе.

Системы в свою очередь делятся на отделы, которые характеризуются родственными видами окаменелостей. Время, в течение которого образовался отдел, называется эпоха. Отделы делятся на

ярусы и т.д. Ярусу по времени соответствует век.

Крупные стратиграфические подразделения: эратема, система, отдел, ярус имеют международное значение и относятся к международной шкале. Подразделения более мелкие не имеют международного значения и рассматриваются как единицы местной стратиграфической шкалы. Например, единицей местной стратиграфической шкалы является свита, имеющая обычно местное название.

В геохронологической шкале указывается также длительность отдельных отрезков геологического времени в абсолютном летоисчислении.

Рассмотрим краткую характеристику подразделений международных шкал.

Архей (AR) (4600-2600±200 млн. лет). Первоначально считалось, что в течение архейской эры жизнь на Земле полностью отсутствовала, а зарождение ее произошло только в протерозое. Сейчас, благодаря находкам в протерозойских отложениях остатков водорослей и различных беспозвоночных (червей, кишечного-полосных) считают, что жизнь в самой простейшей форме - одноклеточных организмов возникла на Земле по прошествии первого млрд. лет архея. Однако находки настолько редки, что на их основании пока трудно расчленить эти отложения на системы. Они

делятся только на нижний и верхний архей. Породы архейской эры представлены сильно метаморфизованными и дислоцированными гнейсами, метаморфическими сланцами, мраморами и магматическими породами. Присутствие в архее мрамора указывает на наличие в то время морей.

Протерозой (PR) (2600 ± 200 – 570 ± 20 млн. лет). Отложения протерозойской эратемы тоже представлены преимущественно метаморфизованными осадочными и магматическими породами, среди которых встречаются и слабо метаморфизованные породы с остатками организмов и следов их жизнедеятельности. Были установлены споры наземных растений. Протерозойская эратема подразделяется на нижний и верхний, причем последний получил название *рифей*. Рифей в свою очередь делится на нижний, средний, верхний и венд. Венд рассматривается в ранге системы (периода).

В течение архейской и протерозойской эр имели место неоднократные крупные горообразовательные движения, сопровождавшиеся интенсивной магматической деятельностью.

Палеозой (PZ) (570 ± 20 – 230 млн. лет). Отложения палеозойской эратемы в отличие от более древних лишь местами интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Магматические породы слагают крупные массивы. Метаморфические породы имеют подчиненное значение. Фауна и флора резко отличаются от современных. В палеозое встречены все типы беспозвоночных животных, позвоночные животные прошли сложную эволюцию. Появившись в начале эры в морях в виде примитивных хордовых, уже в середине палеозоя составили большую группу земноводных, расцвет которых приходится на карбон. В конце палеозоя появилось много пресмыкающихся. Многие позвоночные достигали крупных размеров, но отличались примитивным строением организмов. Большое разнообразие беспозвоночных животных позволило расчленить палеозойскую группу на 6 систем: *кембрийская (Є)* (названа по древнему названию полуострова Уэльса-Кабриа в Англии); *ордовикская (O)* (по названию племени ордовиков,

населявших Англию); *силурийская* (*S*) (по племени силуров – Англия); *девонская* (*D*) (по графству Девоншир в Англии), *каменноугольная* (*C*) (карбон) (по залежам каменного угля); *пермская* (*P*) (по пермской губернии). Кембрийская, ордовикская, девонская, пермская системы выделены англичанином Мурчисоном.

Мезозой (*MZ*) (230-65 млн. лет). Эратема представлена, главным образом, осадочными горными породами с многочисленными остатками фауны и флоры. Магматические и метаморфические породы имеют ограниченное развитие. Фауна и флора резко отличается от других эр. Мезозой является временем расцвета рептилий, приспособленных к наземному (динозавры длиной 23 м), водному (хтиозавры до 8 м длиной) и воздушному образу жизни. В мезозое появились первые карликовые млекопитающиеся и первые настоящие птицы. В мезозойской эратеме выделяется три системы: *триас* (*T*) (по хорошему разделению отложенному на 3 отдела); *юра* (*J*) (по Юрским горам); *мел* (*K*) (в осадках много мела).

В юрский период проявляются горообразовательные движения киммерийской складчатости. В России этой складчатостью были захвачены районы Кавказа, Крыма и Дальнего Востока.

В конце мелового периода отмечается резкое похолодание, что привело к вымиранию рептилий. В это же время происходят интенсивные горообразовательные движения, относящиеся к альпийской складчатости, которая продолжается в течение всего кайнозоя.

Кайнозой (*KZ*) (65-0 млн. лет). Отложения представлены преимущественно осадочными породами с хорошо сохранившимися остатками фауны и флоры. В некоторых районах распространены магматические породы, главным образом, эффузивные, среди которых развиты базальты. Кайнозойская эратема подразделяется на 3 системы: *палеогеновую* (*P*), *неогеновую* (*N*) и *четвертичную* (*Q*). Органическая жизнь в это время достигает высшей стадии, наиболее развиты млекопитающие. Длительная эволюция органического мира заканчивается

появлением человека, предки которого появились в конце неогена - начале четвертичного периода.

Стратиграфическая шкала пластов Земли и соответствующая ей система относительной геохронологии, позволяет восстановить не только историю всей Земли в целом, но и отдельных существовавших на ней бассейнов. Можно построить палеогеографическую карту любой территории.

Общая геодезическая и геофизическая характеристика Земли.

Общие параметры Земли. Форма и размеры Земли

Общая характеристика нашей планеты (по В.Н. Сальникову) может быть представлена в виде перечня следующих параметров:

- экваториальный радиус (а) - 6378,16 км;
- полярный радиус (с) - 6356,78 км;
- сжатие планеты абсолютное (а-с) - 22 км;
- площадь земной поверхности - $5,10 \times 10^{18} \text{ см}^2$;
- объем планеты - $1,083 \times 10^{27} \text{ см}^3$;
- масса - $5,976 \times 10^{27} \text{ г}$;
- средняя плотность $5,517 \text{ г/см}^3$;
- масса атмосферы - $5,1 \times 10^{21} \text{ г}$;
- масса гидросферы - $1,4 \times 10^{24} \text{ г}$;
- масса земной коры - $2,4 \times 10^{25} \text{ г}$;
- масса мантии - $4,1 \times 10^{27} \text{ г}$;
- масса ядра Земли - $1,9 \times 10^{27} \text{ г}$;
- давление в центре планеты - 3657 кбар;
- температура в центре планеты - $4000-6000^\circ \text{C} ?$;
- средний радиус орбиты - $1,496 \times 10^8 \text{ км}$;
- скорость движения по орбите - 29,77 км/с.

Уже в 6 веке до нашей эры люди знали, что Земля шар. Пифагор и Аристотель отмечали, что при движении с севера на юг происходит изменение положения полярной звезды. Об этом же свидетельствовали восходы и закаты Солнца, лунные затмения (тень Земли на Луне в виде части

круга). Эратосфен измерил длину одного градуса и тоже сделал вывод о шаровой форме Земли. Ньютон первый доказал, что Земля у полюсов сплюснута, то есть Земля является не шаром, а эллипсоидом.

Дальнейшие исследования показали, что форма Земли очень сложна и не соответствует ни одной правильной геометрической фигуре. Поэтому при определении размеров и формы Земли считают, что она ограничена поверхностью *геоида* (ге – земля, идио – подобие) – воображаемой поверхностью. Под геоидом понимают уровненную поверхность, всюду перпендикулярную к действительному направлению отвеса, т.е. силы тяжести. Она совпадает с зеркалом воды в океанах и морях (в состоянии покоя). Под материками она представляет как бы мысленное продолжение поверхности океана. Эта фигура, поверхность которой на суше выше поверхности эллипсоида на несколько десятков метров, а в океанах на столько же ниже. Вдоль экватора у геоида есть несколько впадин и выпуклостей с амплитудой не более 200 м. Таким образом, геоид это фигура не столько геометрическая (как эллипсоид), сколько физическая.

При геодезических работах все абсолютные высоты и глубины определяются по отношению к уровню моря, т.е. поверхности геоида. Расчеты показали, что истинная фигура Земли ближе к трехосному эллипсоиду вращения, малая полярная ось которого является осью вращения.

Практически геоид можно представить как форму незначительно сплюснутого в полосах шара, у которого экваториальный радиус (большая полуось эллипсоида) = 6 378 169 м, а полярный радиус (малая полуось) = 6356,715, разница 21,5 км. Отношение разности между большой (а) и малой

(с) полуосями к большой полуоси $- \left(\frac{a - c}{a} \right)$ называется *полярным сжатием* Земли $n = \frac{1}{297,3}$. Там, где не требуется высокая точность, можно считать Землю шаром с R – 6370 км.

Площадь Земли = 510 млн. км², объем 1083204 млн. км³. Твердая оболочка Земли обладает расчлененным рельефом, определяющим

положение суши на Земле – гора Эверест (Джомолунгма) в Гималаях достигает высоты 8848 м, наибольшая глубина обнаружена в Марианской впадине Тихого океана – 11022 м (у Марианских островов). Таким образом, наибольший размах (амплитуда) рельефа земной поверхности около 20 км.

Рельеф и гипсографическая кривая поверхности Земли

Различают мега - макро -, мезо- и микроэлементы рельефа Земли.

К мегаэлементам рельефа относятся материки и океаны. Отметим то, что есть необъяснимые тенденции в группировке материков парами (Северная и Южная Америки, Европа – Африка, Азия – Австралия), в образовании форм в виде треугольников, обращенных на север, в неравномерном распределении на поверхности Земли (в одном полушарии). Немецкий ученый Вегенер в начале XX века, опираясь на гипотезы де Бомона, открытия в Альпах колоссальных горизонтальных перемещений и сходство границ различных материков, пришел к выводу, что главными силами в развитии Земли являются горизонтальные движения. Макроэлементы рельефа материков – это хребты, кряжи, равнины, низменности. Равнины занимают большую часть материков. Мезоэлементы рельефа материков – это отдельные горы, долины рек, впадины озер. Высочайшая гора на Земле Эверест (Джомолунгма) в Гималаях (8848 м от уровня океана, от центра Земли – 6 384 412 м.). Микроэлементы рельефа материков – это овраги, берега рек, озер, морей и т.п.

Равнины (платформы материков - континентов), переходя под воду, образуют шельф (почти горизонтальная поверхность- до 250 м глубиной). Далее идет континентальный склон (до глубин в 2500 м, уклон – 3-7°, редко до 15- 25°). На континентальном склоне имеются многочисленные каньоны. На глубинах от 2000 – 2500 м до 3000 – 3500 м находится континентальное подножие, а еще глубже ложе Мирового океана со средней глубиной 3794 м. Ложе Мирового океана занимает более 50% поверхности Земли. В 1957 г была обнаружена мировая система подводных срединно-океанических

хребтов, не уступающих по протяженности (60 тыс. км), ширине и относительной высоте горным системам континентов.

Зоны перехода между континентами и океанами не везде одинаковы. К элементам переходной зоны между материками и океанами относят окраинные моря (Охотское, Японское, Южно – Китайское и др.), островные дуги (Япония, Филиппины и др.), глубоководные впадины (желоба- 7-11 км), отделяющие островные дуги от ложа Мирового океана.

Наглядное представление о рельефе Земли дает гипсографическая кривая соотношения площадей, занятых на поверхности Земли различными абсолютными высотами и глубинами. Для построения гипсографической кривой по оси ординат откладываются высоты и глубины, а по оси абсцисс – площади, занятые этими высотами и глубинами в млн. км²(или в % от общей площади земной поверхности) (рис.).

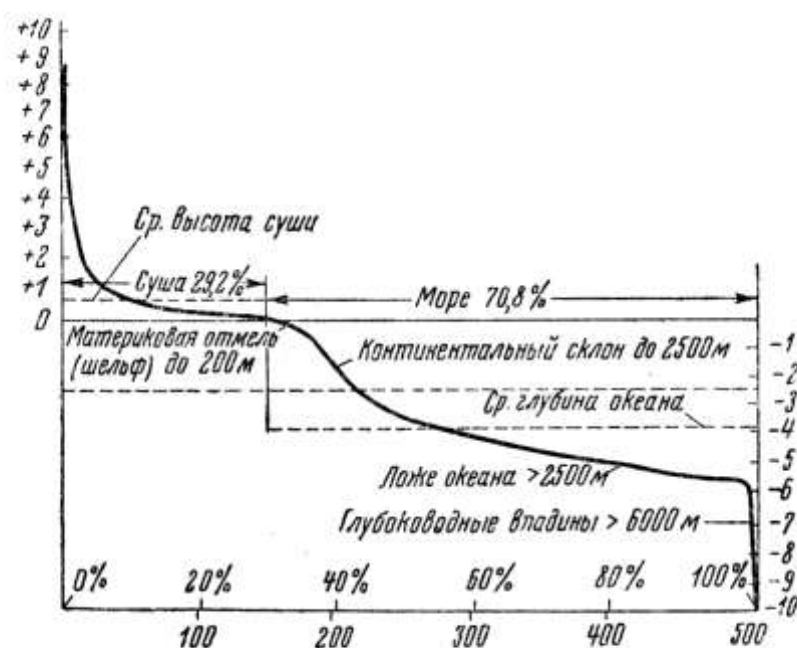


Рис. . Гипсографическая кривая. По горизонтальной оси: цифры снизу – площадь земной поверхности в сотнях миллионов квадратных километров; сверху – проценты площади высотных ступеней; по вертикальной оси – высоты в километрах.

(Из работы Г.П. Горшкова, А.Ф. Якушовой, 1962).

Таким образом, гипсографическая кривая отражает обобщенный идеальный профиль земной поверхности. Из нее видно, что на суше преобладают высоты менее 1000 м (75 % площади), а в океане глубины от 3000 до 6000 м. Средняя высота материков 850 м, средняя глубина океанов 3800 м. Из 510 млн. км² земной поверхности на долю океана приходится 361 млн. км² (70,8 %), а суша занимает всего 149 млн. км² (29,2 %).

Возвышенности на материках располагаются в виде 2-х поясов: один приурочен к Тихоокеанскому побережью и включает горы Восточно-Азиатских островов, Кордильеры, Анды, Антарктические Анды. Самая высокая гора этого пояса – Аконкагуа – высота 6960 м.

Второй пояс включает: Пиренеи, Атлас, Альпы, Апеннины, Балканы, Кавказ, Памир, Гималаи, горные цепи Индокитая и Малайского архипелага. Наивысшая вершина этого пояса – Эверест.

Масса и плотность Земли

Масса Земли равна $5,975 \times 10^{27}$ г, она составляет 1/33432 массы Солнца, приблизительно стабильна. Плотность Земли средняя, определенная путем деления массы Земли на ее объем равна 5,5 г/см³. Эта величина значительно превышает плотность верхних горизонтов земной коры, которая определяется на основании многочисленных измерений плотностей пород, выходящих на поверхность. Установлено, что плотность наиболее распространенных пород земной коры (песчаников, глин, известняков, гранитов, базальтов) колеблется в пределах 2,3-3,1 г/см³, следовательно плотность глубинных зон планеты должна быть значительно выше (в пределах 10-12 г/см³).

Для определения плотности вещества недр Земли на различных глубинах используют, прежде всего, скорости распространения сейсмических волн, данные о распределении силы тяжести, движении полюсов, приливах, вызванных притяжением Луны, Солнца и т.п.

Наиболее широко применяются сейсмические методы, основанные на изучении путей и скоростей распространения упругих колебаний внутри Земли, возникающих при землетрясениях или искусственных взрывах.

Среди упругих колебаний, возникающих в очаге землетрясения, выделяют продольные, поперечные и отчасти поверхностные волны. В *продольных волнах* частицы материи колеблются в направлении движения волны (вдоль сейсмического луча). При этом создаются участки сжатия и растяжения, распространяющиеся во все стороны от очага землетрясения. Такие волны можно рассматривать как реакцию среды на внезапное изменение объема, а т.к. изменению объема сопротивляются все агрегатные состояния вещества, то продольные волны могут распространяться в твердых, жидких и газообразных средах. Продольные волны распространяются быстрее других и первыми доходят до места наблюдения.

В *поперечных волнах* частицы материи колеблются в плоскости перпендикулярно к направлению сейсмического луча. Эти волны представляют собой реакцию среды на изменение формы и поэтому могут распространяться только в твердых телах (жидкости и газы изменению формы не сопротивляются). Поперечные волны распространяются медленнее продольных волн и доходят до поверхности вторыми.

Поверхностные волны могут возникать только у свободной поверхности упругой среды (например, у поверхности раздела Земля – воздух) и быстро затухают по мере удаления от этой поверхности.

Если бы Земля была однородной и состояла бы всюду из вещества с одинаковыми твердостью, плотностью, то скорость распространения упругих колебаний была бы всюду одинакова и волны распространялись бы только прямолинейно. Однако распространение их происходит сложнее. Скорость распространения сейсмических упругих волн, их сила и частота меняются с изменением состава или свойств пород. Установлено, что продольные волны изменяют скорость на определенных глубинах скачками. На этих же

глубинах резко меняется и направление сейсмических лучей – происходит их преломление и даже частичное отражение (рис.).

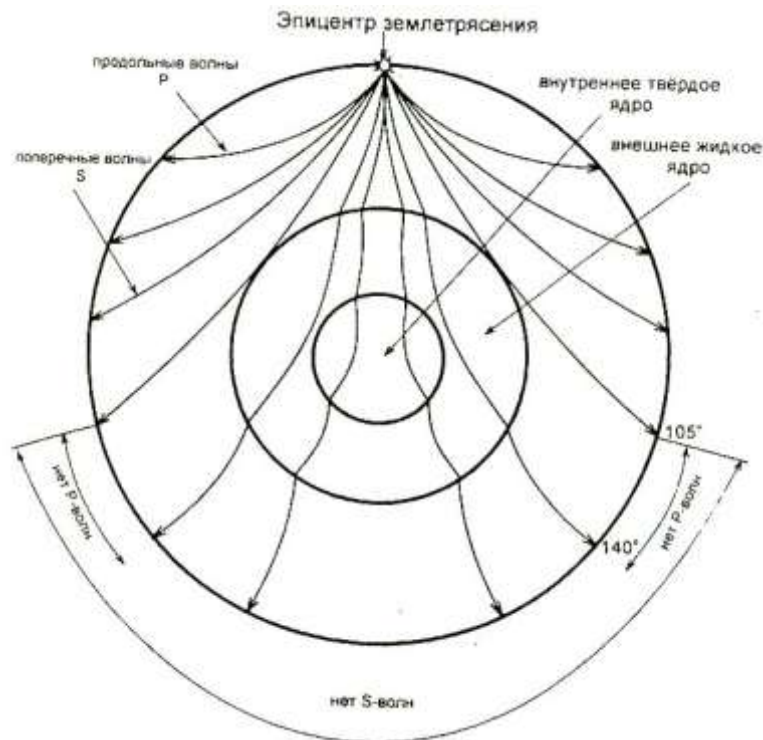


Рис. . Прохождение продольных (P) и поперечных (S) волн через Землю. Поперечные волны не проходят через жидкое внешнее ядро, а у продольных есть «зона тени» в 35° , так как в жидком ядре волны преломляются

Подобные изменения довольно четко наблюдаются на глубинах от 5 до 80 км, 2900 км (граница внешнего ядра Земли) и 5100 км (граница внутреннего ядра Земли). Это так называемые поверхности раздела I порядка. Первая из них нижняя граница земной коры именуется поверхностью Мохоровичича («мохо») по имени югославского ученого, открывшего ее в 1909 г. при изучении сейсмограмм землетрясения на Балканах. Ниже границы земной коры находится мантия земного ядра. В ней в области верхней мантии выявлена (1926 г.) астеносфера – слой Гуттенберга. В нем происходит замедление скоростей поперечных волн, свидетельствующее о пластичном состоянии его.

На глубине 2900 км наблюдается особенно резкое преломление продольных волн, а поперечные затухают, что доказывает резкое изменение

физических свойств на этой глубине (рис. а). Это граница мантии и внешнего ядра, которое является жидким. На это же указывают наблюдения за суточной «болтанкой» (нутацией) «земной оси». Суточная нутация отсутствовала бы в случае твердого ядра. Следующий скачок продольных и генерация поперечных волн происходит на глубине 5100 км и это отражает границу между жидким внешним и твердым внутренним ядрами Земли.

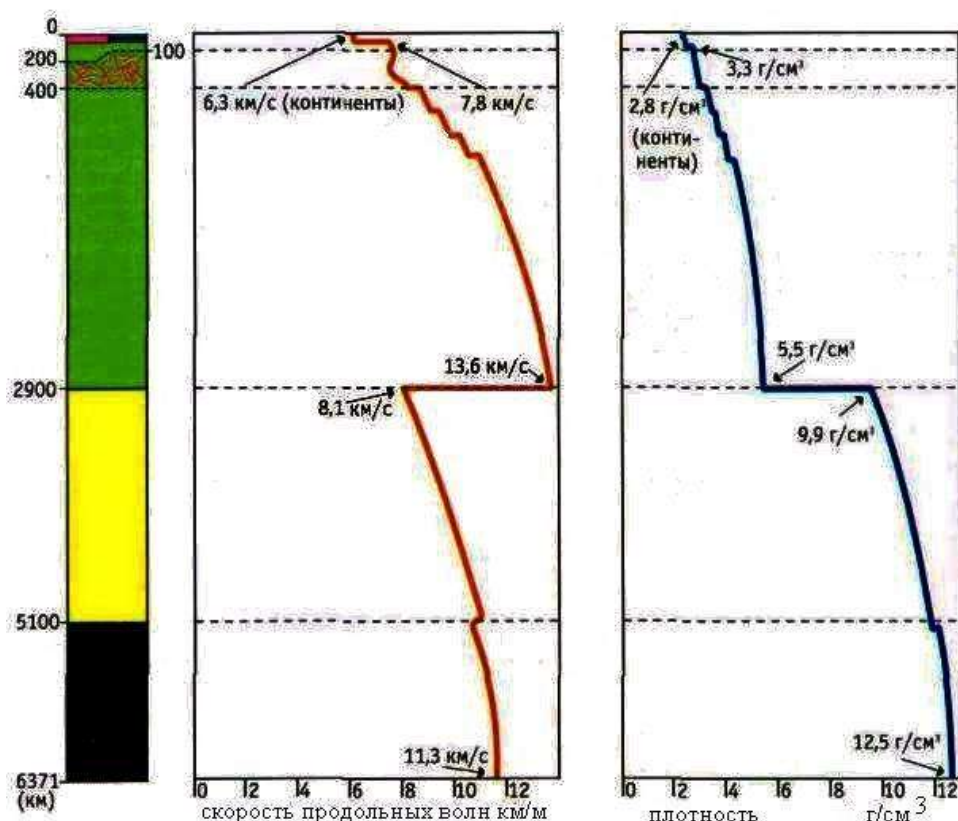


Рис. Характер распространения сейсмических волн (а) через геосферы Земли и изменение средней плотности (б) (по М.Б. Сергееву, 2000)

Плотность пород ниже границы «мохо» меняется примерно от 3 г/см³ до 5,5 г/см³ в мантии на границе с ядром, а затем скачкообразно от 9,9 г/см³ до 10,8 г/см³ в верхней мантии и затем до 12,5 г/см³ в центре Земли (рис. б).

Теплота Земли. Вероятные источники внутренней теплоты

Геотермия – наука, изучающая тепловое поле Земли. Средняя температура поверхности Земли имеет общую тенденцию к уменьшению. Три млрд. лет назад средняя температура на поверхности Земли составляла 71°, сейчас – 17°. Источниками теплового (термического) поля Земли

являются внутренние и внешние процессы. Теплота Земли вызывается солнечной радиацией и зарождается в недрах планеты. Величины притока тепла от обоих источников количественно крайне неодинаковы и различны их роли в жизни планеты. Солнечный нагрев Земли составляет 99,5% от всей суммы тепла, получаемого ее поверхностью, а на долю внутреннего нагревания приходится 0,5 %. К тому же приток внутреннего тепла очень неравномерно распределен на Земле и сосредоточен в основном в местах проявления вулканизма.

Внешний источник - это солнечная радиация. Половина солнечной энергии поглощается поверхностью, растительностью и приповерхностным слоем земной коры. Другая половина отражается в мировое пространство. Солнечная радиация поддерживает температуру поверхности Земли в среднем около 0°C . Солнце прогревает приповерхностный слой Земли на глубину в среднем 8 – 30 м, при средней глубине в 25 м, влияние солнечного тепла прекращается и температура становится постоянной (нейтральный слой). Глубина эта минимальна в зонах с морским климатом и максимальна в Приполярье. Ниже этой границы располагается пояс постоянной температуры, соответствующей средней годовой температуры данной местности. Так, например, в Москве на территории сельхоз. академии им. Тимирязева, на глубине 20 м температура с 1882 г неизменно сохраняется равной $4,2^{\circ}\text{C}$. В Париже на глубине 28 м термометр уже более 100 лет неизменно показывает $11,83^{\circ}\text{C}$. Слой с постоянной температурой самый глубокий там, где развита многолетняя (вечная) мерзлота. Ниже пояса постоянной температуры следует зона геотермии, для которой свойственно тепло, генерируемое самой Землей.

Внутренними источниками являются недра Земли. Земля излучает в мировое пространство больше тепла, чем она получает от Солнца. К внутренним источникам относят остаточное тепло с того времени, когда планета была расплавлена, тепло термоядерных реакций, протекающих в недрах Земли, тепло гравитационного сжатия Земли под действием силы

тяжести, тепло химических реакций и процессов кристаллизации и др. (например приливное трение). Тепло из недр идет в основном из подвижных зон. Увеличение температуры с глубиной связано с существованием внутренних источников тепла – распадом радиоактивных изотопов – U, Th, K, гравитационной дифференциацией вещества, приливным трением, экзотермическими окислительно-восстановительными химическими реакциями, метаморфизмом и фазовыми переходами. Скорость возрастания температуры с глубиной определяется рядом факторов – теплопроводностью, проницаемостью горных пород, близостью вулканических очагов и т.п.

Ниже пояса постоянных температур идет повышение температуры, в среднем 1° на 33 м (*геотермическая ступень*) или на 3° через каждые 100 м (*геотермический градиент*). Эти величины являются показателями теплового поля Земли. Понятно, что эти величины средние и разные по величине в различных областях или зонах Земли. Геотермическая ступень в различных точках Земли различна. Например, в Москве – 38,4 м, в Ленинграде 19,6, в Архангельске – 10. Так, при бурении глубокой скважины на Кольском полуострове на глубине в 12 км предполагали температуру 150° , в действительности она оказалась порядка 220 градусов. При бурении скважин в северном Прикаспии на глубине 3000 м предполагали температуру 150° градусов, а она оказалась 108° .

Следует отметить, что климатические особенности местности и среднегодовая температура не влияют на изменение величины геотермической ступени, причины кроются в следующем:

1) в различной теплопроводности горных пород, слагающих тот или иной район. Под мерой теплопроводности понимают количество тепла в калориях, передаваемое в 1 сек. Через сечение в 1 см^2 при градиенте температуры в 1°C ;

2) в радиоактивности горных пород, чем больше теплопроводность и радиоактивность, тем меньше геотермическая ступень;

3) в различных условиях залегания горных пород и возрасте нарушения их залегания; наблюдения показали, что температура нарастает быстрее в слоях собранных в складки, в них чаще бывают нарушения (трещины), по которым облегчается доступ тепла из глубин;

4) характером подземных вод: потоки горячих подземных вод прогревают горные породы, холодные – охлаждают;

5) удаленностью от океана: около океана за счет охлаждения горных пород массой воды, геотермическая ступень больше, а на контакте – меньше.

Знание конкретной величины геотермической ступени имеет большое практическое значение.

1. Это важно при проектировании шахт. В одних случаях нужно будет принимать меры для искусственного понижения температуры в глубоких выработках (температура – 50°C является предельной для человека при сухом воздухе и 40°C при влажном); в других – можно будет вести работы на больших глубинах.

2. Большое значение имеет оценка температурных условий при проходке туннелей в горных местностях.

3. Изучение геотермических условий недр Земли дает возможность использовать пар и горячие источники, выходящие на поверхность Земли. Подземное тепло используется, например, в Италии, Исландии; в России на природном тепле построена на Камчатке экспериментально-промышленная электростанция.

+Используя данные о величине геотермической ступени, можно сделать некоторые предположения о температурных условиях глубоких зон Земли. Если принять среднюю величину геотермической ступени за 33 м и допустить, что увеличение температуры с глубиной происходит равномерно, то на глубине 100 км будет температура 3000°C. Эта температура превышает точки плавления всех веществ известных на Земле, следовательно на этой глубине должны быть расплавленные массы. Но за счет огромного давления

31000 атм. Перегретые массы не имеют признаков, свойственных жидкостям, а наделены признаками твердого тела.

С глубиной геотермическая ступень видимо должна значительно увеличиваться. Если считать, что ступень не меняется с глубиной, то температура в центре Земли должна составлять порядка $200\,000^{\circ}$ градусов, а по расчетам она не может превышать $5000 - 10\,000^{\circ}$.

Физические поля Земли – гравитационные, магнитные, радиационные

Гравитационное поле Земли

Гравитация, или сила тяжести, обуславливающая вес тел, направлена всегда перпендикулярно к поверхности геоида и обратно пропорциональная квадрату расстояния от центра притяжения, т.е. чем дальше от центра притяжения, тем меньше сила тяжести. Источником гравитационного поля Земли является ее масса. Масса Земли огромна, поэтому вокруг нее существует огромное гравитационное поле. Всякое тело, находящееся в гравитационном поле, испытывает не только притяжение, но и действие центробежной силы, возникающей в результате вращения Земли. Сила тяжести – это равнодействующая сил притяжения и центробежной силы.

Поле силы тяжести имеет две границы: на высоте около $36 \cdot 10^3$ км от ее поверхности и в ее центре. Максимальные и наиболее устойчивые значения напряженности этого поля наблюдаются в приповерхностных условиях и в недрах до глубины около 2500 км.

Сила тяжести зависит от места измерения относительно уровня океана, от широты местности, с которой связана центробежная сила (до нуля в полюсах), радиуса Земли, от присутствия в земной коре более плотных масс, от строения земной коры. Исходя из этого положения и представления об эллипсоидальной форме Земли, учитывая ее вращение и наличие центра силы следует, что сила тяжести больше в полярной области, чем в экваториальной, что и было доказано.

Теоретически можно представить себе, что напряжение силы тяжести постепенно и равномерно убывает по направлению от полюсов к экватору. Фактически такая равномерность нарушается. Наблюдаются участки аномального возрастания или уменьшения силы тяжести, они получили название положительных и отрицательных *гравитационных аномалий*. Исследования гравитационного поля Земли показали, что, как правило, на континентах аномалии положительные, а в океанах отрицательные. Вдоль береговой линии океан – суша аномалии силы тяжести близки к нулю, свидетельствуя о том, что положение этой линии отождествляет эталонный разрез литосферы.

Изучение аномалий силы тяжести является поисковым методом. По величине выделяют региональные и местные аномалии. Региональные распространяются на десятки и сотни тысяч км² и отличаются большой интенсивностью, например многие десятки и сотни миллигалов (миллигал (мгал) – тысячная часть гала. Галл – ед. измер. ускорения силы тяжести, 1 галл = 1 см/сек²).

На фоне региональных аномалий проявляются местные аномалии разного масштаба и характера, связанные с особенностями строения самых верхних горизонтов земной коры. Местные аномалии широко используются в поисково-разведочной практике. Так, положительные аномалии силы тяжести свидетельствуют о залегании на глубине более плотных масс, которыми обычно являются руды металлов. Отрицательные аномалии связаны с залеганием менее плотных масс, например каменной соли, нефти, горючих газов.

Измеряется сила тяжести при помощи приборов – *гравиметров*. На основании данных гравиметрии составляются гравиметрические карты, на которых выявляется довольно тесная связь между силой тяжести и геологическим строением местности. Карты гравитационных аномалий сопоставляют с геологическими картами, что позволяет делать выводы об особенностях геологического строения больших глубин. Таким путем были,

например, обнаружены в районе Эльбы соляные купола, скрытые под мощными наносами, в Донецком бассейне были прослежены, залегающие на глубине, угленосные толщи.

Сила тяжести в истории Земли не оставалась постоянной; с увеличением размеров Земли сила тяжести увеличивалась, т.е. во времени происходит изменение силы тяжести. Даже в течение года происходит изменение силы тяжести под воздействием притяжения Луны и Солнца. Выражается притяжение небесных тел в приливных деформациях, изменяющих форму не только жидкой, но и твердой земной оболочки. Поверхность Земли приподнимается и наклоняется таким образом, что нормаль к поверхности приближается к направлению на центр небесного тела. Изменение расположения масс Земли вызывает изменение величины силы тяжести, что хорошо фиксируется современными гравиметрами.

Магнитное поле Земли.

Земля представляет собой магнит, полюса которого не совпадают с географическими полюсами земного шара. Так, северный магнитный полюс расположен на полуострове Беотия (Северная Канада), к северу от Гудзонова залива. Южный магнитный полюс располагается на меридиане Новой Зеландии, к югу от нее на материке Антарктиде.

Линии, соединяющие магнитные полюса называются магнитными меридианами. Магнитная стрелка (магнитные стрелки известны с 10 века до нашей эры) располагается параллельно магнитным меридианам. По данным космических измерений магнитное поле простирается вокруг Земли на несколько земных радиусов, причем на освещенной Солнцем стороне Земли, оно значительно сжато. Напряженность магнитного поля небольшая, возрастает к полюсам, изменяется в пространстве.

В геологической и геодезической практике необходимо умение точно определить положение точки наблюдения для нанесения ее на карту. Топографические карты снабжаются географической координатной сеткой, образованной меридианами и широтами, привязанными к географическому

полюсу, т.е. к точке выхода на поверхность Земли оси ее вращения. Однако привязки на местности производят компасом, стрелка которого дает ориентировку на магнитный полюс. Отсюда возникает необходимость внесения поправок на показания компаса при ориентировке на местности. К таким поправкам относятся магнитное склонение и наклонение.

Под *магнитным склонением* понимают угол, образованный линией географического меридиана данной местности и магнитной стрелки. Склонение может быть восточным и западным, в зависимости от того отклоняется магнитная стрелка к западу или востоку от направления географического меридиана. Восточнее географического меридиана склонение положительное, западнее - отрицательное. Для получения истинного положения географического меридиана в пунктах с западным склонением величину склонения следует прибавлять к показаниям магнитной стрелки, в пунктах с восточным склонением — отнимать. Линии, соединяющие на карте одинаковые склонения называются *изогонами*. Изогона склонения, равная 0, называется нулевым магнитным меридианом. Изогоны сходятся в одной точке как на севере, так и на юге, но эти точки не совпадают с географическими полюсами.

Магнитная стрелка, подвешенная на горизонтальной оси, тоже притягивается магнитными полюсами Земли и образует с горизонтом больший или меньший угол. В северном полушарии северный конец стрелки опускается вниз, а в Южном — поднимается вверх.

Угол наклона магнитной стрелки к горизонту называется *магнитным наклонением*. Максимальный угол наклонения магнитной стрелки (90°) будет на магнитном полюсе. При удалении от полюса угол наклонения стрелки уменьшается и становится равной 0° (горизонтальное положение стрелки) в области близкой к экватору. Линии одинакового значения угла наклонения магнитной стрелки называются *изоклинами* (греч. клино — наклоняю). Линия нулевого значения наклонения получила название магнитного экватора, который не совпадает с географическим. Изоклины проходят под прямым

углом к изогонам, но они не совпадают с географической сетью широт и долгот.

Важной характеристикой магнитного поля Земли является его напряженность, измеряемая в эрстедах (1 эрстед = силе, сообщаемой массе в 1 мг ускорение в 1 мм в сек.).

Максимальная напряженность магнитного поля проявляется на полюсах, к магнитному экватору напряжение падает. Линии одинакового напряжения магнитного поля называются изодинамами, они близки в своем простираии к изоклинам, т.е. располагаются почти широтно.

Таким образом, магнитная карта Земли может быть изображена в различных изолиниях: склонений, наклонений и напряжений. Все эти элементы земного магнетизма для данной точки Земли не представляют постоянной величины. Они испытывают изменения во времени различной периодичности: суточные, годовые и более длительные. Быстрые и мелкие изменения магнитного поля называются магнитными *возмущениями*, быстрые мощные изменения - *магнитными бурями*. Изучение магнитных бурь показало, что в одних случаях они сопровождают вулканические извержения, в других – грозу, в третьих – связаны с землетрясениями. Сильнейшие магнитные бури разыгрываются часто на поверхности всей нашей планеты в период мощных вспышек на Солнце. Медленные изменения напряженности – это дрейф магнитного поля. Так, 0 изогона проходила в 1492 г. через Азорские острова, в 1673 г. через Берлин, в 1885 г. через Петербург. В настоящее время она смещена еще более к востоку. Также установлено, что напряженность магнитного поля то уменьшается, то возрастает с периодом около 10 000 лет. Магнитные полюса со временем меняют свое положение в связи с вековыми изменениями магнитного поля Земли. Перемещение магнитного поля Земли установлено по остаточному магнетизму в горных породах. Установлено, что периодически происходят инверсии (смена полюсов местами) магнитного поля (300-4000 млн. лет назад

через 10-20 млн лет, 200 млн лет назад через несколько млн. лет, а ближе к нашему времени через 1-0,5 млн. лет и даже через 100 000 лет.

Особого внимания геологов заслуживают изменение элементов земного магнетизма (напряжение, склонение) на отдельных участках, выражающееся в нарушении правильности расположения изолинии на карте. Это так называемые *магнитные аномалии*. По размерам аномалии делятся на региональные и местные. Региональные аномалии распространяются на огромные регионы, и действительные причины их возникновения не выяснены. Местные аномалии распространяются на области от нескольких м² до нескольких десятков тысяч км² и вызываются обычно залежами магнитных руд и пород. Примером может явиться крупнейшая в мире Курская магнитная аномалия (КМА), вызванная залежами железистых кварцитов.

Изучение магнитных аномалий имеет большое практическое значение. Магнитометрические методы в настоящее время широко применяются в практике поисков и разведки магнитных железных руд, бокситов, полиметаллических сульфидных руд и т.д. Магнитометрические методы с успехом применяются также при геологической съемке для выяснения некоторых структур, подземного рельефа и др. Это наиболее дешевый и быстрый из всех геофизических методов разведки и поисков.

Магнитное поле Земли связано не с общей намагниченностью земного вещества (при высоких температурах в недрах магнитные свойства должны были быть утрачены), а с процессами, протекающими в ядре. Предполагается, что постоянное магнитное поле возникает под действием сложной системы электрических токов, сопровождающих турбулентную конвекцию в жидком внешнем ядре. Следовательно, Земля работает как динамо-машина, в которой механическая энергия этой конвекционной системы генерирует электрические токи и связанный с ними магнетизм. Жидкая часть ядра Земли вращается медленнее, чем вся Земля. Этим объясняется западный дрейф магнитного поля. Предполагается

существование трех возможных источников тепловой энергии, которая могла бы вызвать конвекцию в ядре: 1) на границе между внутренним и внешним ядром происходит медленная кристаллизация железа, в результате чего выделяется тепло; 2) железо опускается из мантии вниз, при этом высвобождается гравитационная энергия; 3) тепло выделяется при фазовых изменениях, сопровождающих гипотетическое расширение Земли.

Радиационное поле Земли.

Распределение и концентрация атомов радиоактивных элементов в земной коре и во всей нашей планете имеют совершенно особое значение, так как при распаде этих элементов выделяется теплота, в значительной степени определяющая тепловой режим Земли. О количестве радиоактивных элементов в различных горных породах сейчас известно больше, чем о других элементах, благодаря выделяемому излучению при распаде.

Установлено, что количество радиоактивных элементов резко снижается при переходе от кислых через основные к ультраосновным породам. Следовательно, с глубиной количество радиоактивных элементов уменьшается. Это подмечено давно, но до сих пор не нашло объяснения. Уран – тяжелый металл, его плотность ($18,7 \text{ г/см}^3$) в 2,5 раза больше плотности железа ($7,86 \text{ г/см}^3$), слагающего ядро Земли. Поэтому казалось бы тяжелый элемент должен концентрироваться в центре планеты, а он сосредоточен ближе к поверхности Земли.

Толщина радиоактивного слоя сейчас определяется до 800 км, но содержание радиоактивных элементов на этой глубине очень низкое, максимальное же на глубине от 0 до 40 км, что соответствует гранитному слою.

В связи с распадом содержание радиоактивных элементов на Земле уменьшается. В настоящее время радиоактивный распад дает $40 \cdot 10^{16}$ кал/ч, что по величине соответствует излучению теплоты Землей. Предполагается, что 3 млрд. лет назад радиоактивный распад давал $228 \cdot 10^{16}$ кал/час, т.е. в 5 раз больше.

Зонально-сферическое строение (геосферы) Земли.

Внутренние и внешние геосферы Земли

Одним из наиболее характерных свойств Земного шара является его неоднородность. В центре Земли расположено ядро, вокруг него находятся концентрические оболочки или сферы, характеризующиеся определенным составом и свойствами. Оболочки Земли подразделяются на внутренние и внешние. К внутренним оболочкам относятся Земная кора, мантия земного ядра и ядро; к внешним – атмосфера, гидросфера и биосфера (рис.).

Концентрическое строение земного шара объясняется процессами дифференциацией вещества, происходящими в его недрах. По мере развития Земли дифференциация вещества усиливалась, что привело к образованию новых сфер – земной коры и всех внешних сфер. Самой молодой из них является, очевидно, биосфера, поскольку ее возникновение связано с развитием жизни на Земле.

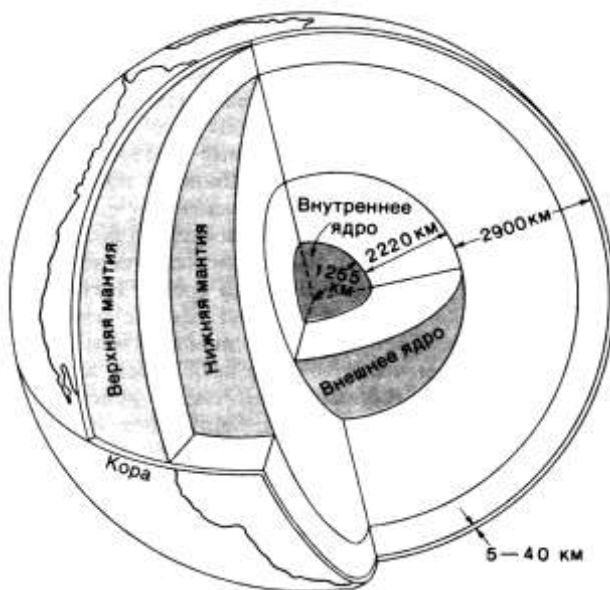


Рис. . Концентрические зоны Земли. Земная кора имеет толщину 5 - 40 км, мантия - 2900 км, внешнее ядро - 2220 км; радиус внутреннего ядра равен 1255 км. (Д. Браун, А. Массет, 1984)

Внутренние геосферы. Земная кора наиболее хорошо изученная твердая оболочка Земли. Из всех внутренних оболочек она наиболее неоднородная. Мощность земной коры на равнинах 30-40 км, в районах древних горных сооружений 50-60 км, в районах молодых горных сооружений (Западные Альпы, Памир) – до 80 км. Под дном Атлантического и Индийского океанов 10-15 км, а в центральной части Тихого океана 5-6 км, т.е. колеблется от 5 до 80 км. Учитывая радиус Земли – 6371 км, можно себе представить земную кору как пленку на поверхности планеты (1% от общей

массы, 1,5% от объема). Сверху литосфера ограничена атмосферой и гидросферой. В строении земной коры выделяют материковый, океанический и промежуточные типы (рис.). Более подробно характеристика земной коры будет дана в лекции завершающей данный раздел.

Мантия земного ядра – подкорковый субстрат, промежуточная геосфера. Это очень мощная геосфера мощностью от 8-80 до 2900 км глубины. Она неоднородна по своим свойствам, что устанавливается по изменению скорости распространения в ней продольных сейсмических волн. В ней сосредоточено почти 68 % массы Земли. В глубь по мантии идет неравномерное повышение плотности вещества (рис.). Мантия разделяется на *верхнюю (до 1000 км) и нижнюю (до 2900 км)*. *Верхняя мантия* разделяется на три слоя – литифицированная (закристаллизованная) мантия, слой Гутенберга и слой Голицина. Верхняя мантия, скорее всего состоит пород ультраосновного состава до 100 км мощности. Литифицированная мантия и земная кора составляют твердую оболочку Земли – *литосферу*. Литосфера Земли, является важнейшим геоструктурным элементом. Литосфера разделена на плиты. Характеризуется изостатическим равновесием. Все что, глубже литосферы недоступно изучению, только моделируется и мнения на состояние вещества здесь различны.

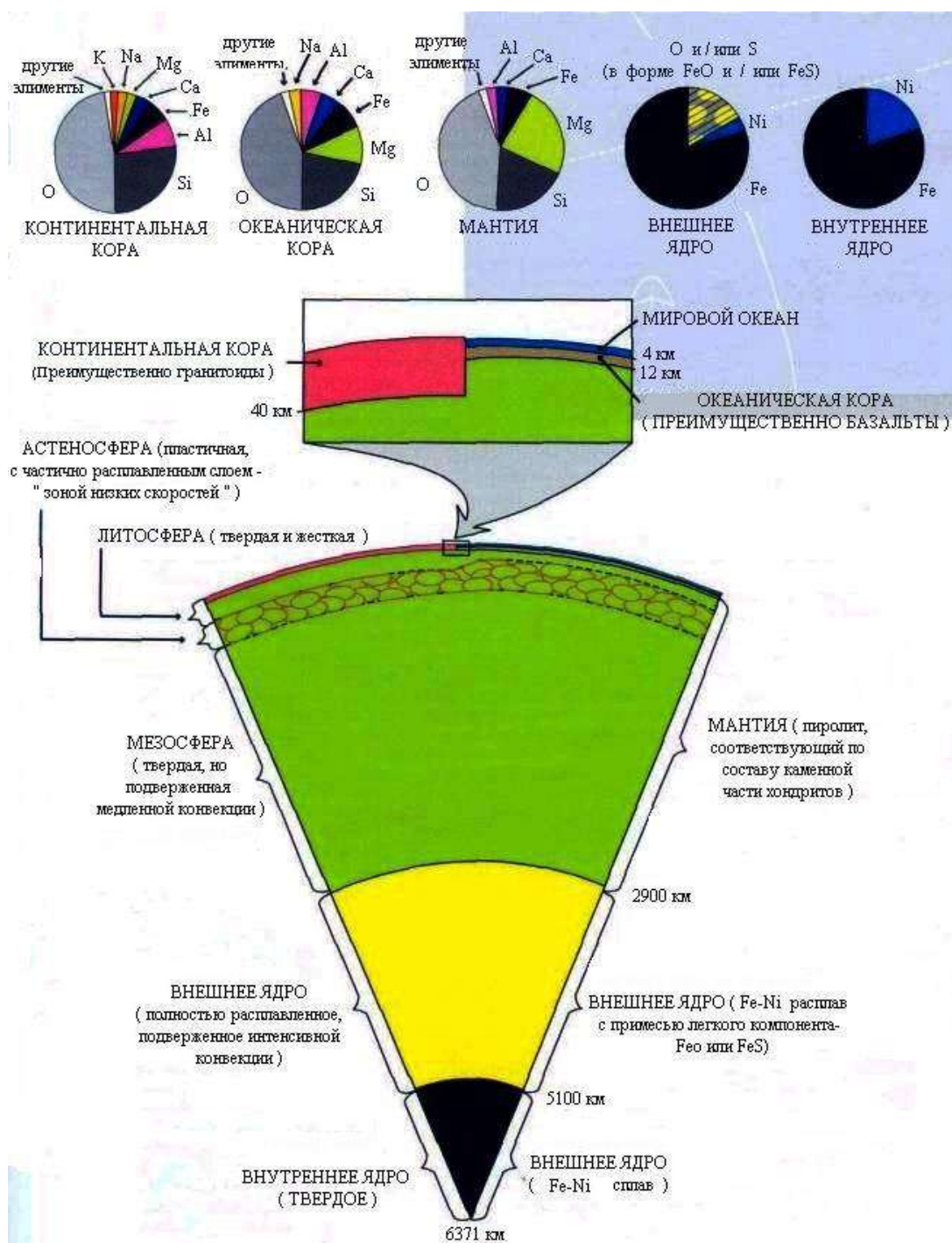


Рис. . Вещественный состав геосфер Земли (по М.Б.Сергееву, 2002)

Глубже находится слой Гутенберга, называемый *астеносферой*. На этой границы также резко изменяется скорость сейсмических волн (но в сторону уменьшения). Этот слой характеризуется слабой вязкостью за счет частичного расплавления вещества. В астеносфере вещество отдельных зон находится в разуплотненном (текучем) состоянии. Эти зоны способны генерировать магмы, в них существуют тепловые потоки, которым отводится

главная роль в перемещении литосферных плит. Предполагают, что в астеносфере происходят процессы, которые определяют тектонические движения вышележащих слоев. Именно здесь фиксируются очаги глубоководных землетрясений, происходит образование магматических очагов. В связи с этим эти первые пять слоев называют *тектоносфера*. Далее ниже идет слой Голицина (назван в честь русского геофизика). В этом слое вновь начинает возрастать скорость сейсмических волн. В слое Голицина на глубине 670 км предполагается нижняя граница теплового конвективного массообмена между верхней мантией и верхней частью слоя Гутенберга с литосферой. Этот слой может быть сложен эклогитами (гранат, пироксен, амфиболы). О *нижней мантии* мы мало, что знаем. Эксперименты с минералами в условиях сверхвысоких температур и давлений, проведенные в 80-х годах прошлого столетия (Калифорнийский университет, МГУ), показали, что в нижней мантии устойчиво не более 10 минералов. Наиболее стабильным соединением в этих условиях ($T=1700^{\circ}\text{C}$, $P=3600$ кбар) является соединение MgSiO_3 . По составу оно отвечает энстатиту (группа пироксенов), а по структуре – перовскиту. Возможно это самый распространенный минерал на Земле.

На глубине 2900 км скорость сейсмических волн резко уменьшается от 13,6 до 8,1 км/с. Этим намечается граница между мантией и ядром. Этот сейсмический раздел, называется *разделом Вихтера – Гутенберга*. Здесь как бы мантия «проскальзывает» на ядре. На границе между мантией и ядром предполагается зарождение гигантских тепловых струй – плюмов, периодически пронизывающих всю мантию и проявляющихся на поверхности в виде обширных вулканических полей.

Ядро Земли считается с глубины 2900 км и до центра земли. По своим физическим свойствам ядро резко отличается от окружающей его мантии. На основании расчетов плотности и твердости вещества в ядре выделяют внешнее ядро до глубины 5000 км, промежуточный слой в интервале 5000–5100 км и внутреннее ядро до глубины 6370. Поперечные волны не проходят

через внешнюю часть ядра. Это дает основание предполагать, что во внешнем ядре вещество находится в расплавленном состоянии.

Во внутреннем ядре давление достигает 3,5 млн. атмосфер, плотность резко возрастает до $12,5 \text{ г/см}^3$, что позволяет предполагать нахождение вещества в этом ядре в твердом состоянии. Радиус внутреннего ядра почти в 3 раза меньше радиуса внешнего ядра (0,19 и 0,55 R всей Земли соответственно). На протяжении всей геологической истории Земли идет постоянная кристаллизация внутреннего ядра за счет вещества внешнего ядра. Этот процесс достаточно медленный, т.к. мантия является прекрасным теплоизолятором. К настоящему времени закристаллизовалось не более 5% расплава.

Каков же состав и состояние вещества ядра? Одни ученые предполагают, что ядро представлено соединениями железа и никеля в виде гидридов и карбидов $((\text{FeNi})\text{H}$, $(\text{FeNi})\text{H}_3$, $(\text{FeNi})_2\text{C}$, $(\text{FeNi})_3\text{C}$), другие считают, что состав ядра отвечает составу вещества мантии, но находится в «металлизированном состоянии», третьи считают, что внутреннее ядро состоит из водорода в металлизированном состоянии. В.Н. Ларин предложил разместить в ядре гидриды металлов и металлы с растворенным в них водородом. Многие исследователи (Н.П. Семенов) указывают на огромную роль водорода в формировании нашей планеты. Учитывая, что водород главный элемент Вселенной, он на протяжении всей истории поступает из недр как бы «продувая» планету. При этом водород является сильнейшим теплоносителем и отводит тепло из раскаленных недр, участвует в химических реакциях и способствует расслоению Земли на геосферы. Существуют оценки о том, что если бы Земля была лишена водорода, минералогия коры была бы беднее на 70%. Поступая в атмосферу преимущественно в виде паров воды, на высоте 500 км и выше в следствие фотодиссоциации он вновь становится свободным. Это единственный химический элемент, который преодолевает силы тяготения и уходит в космос.

Внешние сферы Земли гидросфера, атмосфера и биосфера являются характерной составной частью нашей планеты, отличающей ее от других аналогичных тел Солнечной системы, и играют огромную роль в становлении и развитии Земной коры.

Гидросфера – вся вода нашей планеты в твердом, жидком и газообразном состоянии общей массой около $1,46 \cdot 10^{18}$ т. Примерно 94 % ее составляют соленые воды Мирового океана, 4 % подземные соленые воды, 2 % - лед и снег, 0,4 % - пресные поверхностные воды суши (озера, водохранилища, реки, болота, почвенные воды), 0,01 % - атмосферные воды.

Постоянно происходит перенос влаги с океанов в атмосферу и обратно, а также на континенты и сток речных вод. За счет этого воды океанов, по расчетам М.И. Львовича, возобновляются каждые 2600 лет, только лишь реки могут заполнить Мировой океан за 44 000 лет.

В водах Мирового океана растворено $5 \cdot 10^{16}$ т солей, что создает их среднюю соленость около 35 г/л (35 ‰). В составе солей хлоридов (88,64 %), сульфатов (10,80 %) и карбонатов (0,34 %). В среднем составе речных вод, заполняющих Мировой океан за 44 000 лет, эти соли представлены в обратном порядке: хлоридов – 5,2 %, сульфатов – 9,9 %, а карбонатов – 60,1 %. Несмотря на огромные размеры, Мировой океан един по своему солевому составу. Согласно закону Форчхаммера, описавшего это явление более ста лет назад, количество различных элементов в морской воде не пропорционально тому количеству элементов, которое приносят реки в моря, а обратно пропорционально той легкости с которой элементы в морской воде переходят в нерастворимое состояние при химических или биохимических реакциях. Как пишет океанолог Г. Шопр, этот закон остается незыблемым и является краеугольным камнем всех предположений о солености океанов геологического прошлого.

При недостатке CO_2 в морской воде бикарбонат (HCO_3^-) превращается в карбонат (ион CO_3^{2-}) и выпадает в осадок, а при избытке CO_2 , наоборот, карбонат превращается в бикарбонат и растворяется. Фитопланктон при

фотосинтезе поглощает углекислоту, поэтому в верхних слоях Мирового океана регулярно наблюдается устойчивое во времени пересыщение вод карбонатом кальция в три раза и выше. На глубинах около 4 км за счет избытка углекислоты происходит обратный процесс растворения карбонатов, поэтому они там не образуются. Установлено, что предельная глубина образования карбонатов (*уровень карбонатной компенсации*) менялся в течение 50 млн. лет довольно значительно – от 6 до 2 км.

Атмосфера – верхняя воздушная оболочка Земли. *Атмосфера* простирается от поверхности Земли на высоту до высоты в 1800 км, но уже выше 100 км ее следы ничтожны. Нижней границей атмосферы является поверхность Земли. Эта граница тоже до некоторой степени условна, т.к. воздух проникает в каменную оболочку и в растворенном виде содержится в воде.

Общая масса атмосферы равна $5,13 \cdot 10^{21}$ г, что составляет 1/10 000 часть массы Земли; 90 % всей массы атмосферы заключается в ее нижних слоях до высоты 15 км от поверхности. Атмосфера состоит в основном из смеси N (78,09 %) и O (20,95 %), 1 % приходится на долю прочих газов: инертных (аргон, неон, криптон), водорода, углекислого газа, метана, гелия, озона. Кроме того, в атмосфере, особенно в ее нижних слоях, содержится водяной пар и частицы пыли вулканического, эолового и космического происхождения.

В атмосфере выделено 5 основных сфер: тропосфера (8-18 км); стратосфера (до 60 км), мезосфера (до 80 км), ионосфера (до 800 км), экзосфера (до 2000 км).

Тропосфера – это нижняя часть атмосферы, в которой содержится 80 % всех ее газов, масса которых сопоставляет $5,27 \cdot 10^{15}$ т. Она простирается до 16 км над уровнем моря в тропиках и до 9 км у полюсов. Сухой воздух состоит из 78,08 % азота, 20,95 % кислорода, 0,93 % аргона, около 0,03 % CO₂ и малых количеств других газов. Другие газы в ней присутствуют, но не достигают больших количеств. Но часто они имеют большое значение. Так,

промышленные газы и пыль создают парниковый эффект. Озон на высоте 20 – 25 км образует слой, предохраняющий все живое от вредного ультрафиолетового излучения Солнца. Тропосфера отличается от других оболочек большей плотностью, постоянным наличием водяного пара, углекислоты, сернистого ангидрида (за счет деятельности вулканов) пыли, отработанных газов, сажи. Средняя температура воздуха у земной поверхности на экваторе $+26^{\circ}\text{C}$, а над полярными областями зимой -34°C , летом 0°C . С этим связана энергия циркуляции атмосферы, в зимнее время перемещение воздушных масс (ветры) бывают сильнее. Средняя температура воздуха у земной поверхности в наше время равна 15°C . В тропосфере она уменьшается с высотой на $6,5^{\circ}\text{C}$ за каждый километр и в значительной степени зависит от содержания паров воды и CO_2 в атмосфере. Время пребывания кислорода в атмосфере – около 4000 лет. Длительность пребывания азота оценивается в 1 млн. лет, а углекислоты – всего в 5 лет.

Воздух имеет вес и давит на Землю на уровне моря при температуре 0°C с силой $10\,333\text{ кг/м}^2$. Эту величину принимают за 1 атмосферу.

Биосфера образует зону на границе атмосферы и литосферы и характеризуется тем, что в ней есть органическая жизнь. Верхняя граница биосферы совпадает с верхней границей тропосферы, нижняя – с нижней границей океаносферы, а в области суши нижняя граница проходит на глубине 2,3-3 км от поверхности земли. Наиболее приспособлены к различным условиям существования микроорганизмы. Известно, что споры бактерий не теряют жизнеспособности при температурах от -190° до $+180^{\circ}\text{C}$.

+Биосфера играет большую роль в геологических процессах, участвуя как в создании горных пород, так и в процессах их разрушения. Живое вещество неравномерно распределено в различных оболочках земного шара. Наиболее глубоко оно проникает в гидросферу, которая практически вся заселена живыми организмами. Один из биологов Эренберг писал, что только единственная диатомовая водоросль, не встречая врагов, за 8 дней

может образовать массу, равную массе Земли. Гидросферу часто называют «колыбелью жизни», т.к. именно в водной среде произошло, по-видимому, зарождение жизни. Наиболее богата жизнь представлена в океаносфере, но присутствует и в поверхностных, и в подземных водах и на ледниках.

Живое вещество активно влияет на состав атмосферы. В результате фотосинтеза, осуществляемого растениями, выделяется в атмосферу O_2 . Биогенное происхождение имеет и большая часть CO_2 и N .

Тема биосфера имеет развитие в следующей лекции.

Биосфера и ее влияние на геологические процессы

Биосфера и ее влияние на геологические процессы

Существует (по Ю.М. Малиновскому) два понимания биосферы: 1 - биосфера – совокупность живых организмов, т.е. живое вещество; 2 – по образному выражению Н. Б. Вассоевича «биосфера – это и обитатели, и дом, и все что в нем».

Термин биосфера предложил Эдуард Зюсс в 1875 г. В современном понимании она представляет собой глобальную открытую динамическую систему со свойствами саморегуляции (гомеостаза). Согласно учению В.И. Вернадского о биосфере, ее пределы определены прежде всего полем существования жизни, в котором условия позволяют организму давать потомство и увеличивать живую массу, в отличие от поля устойчивости жизни, в условиях которого организм имеет возможность только выжить (микроорганизмы обнаружены на высотах до 85 км). Нижний предел на континентах достигает 2-3 км, а под океанами 0,5-1 км от их дна. Естественной верхней границей биосферы, по В.И. Вернадскому, служит озоновый экран.

Сухая масса живого вещества составляет 2-3 трлн. т, в тысячу раз меньше массы тропосферы, в десять миллионов раз – земной коры.

Биосфера существует более 3,8 млрд. лет. Обновление всего живого вещества Земли осуществляется в среднем за восемь лет. В Мировом океане вся его масса обновляется за 33 дня, а фитомасса – каждый день. На суше

этот процесс происходит примерно за 14 лет. «Виноваты» в этом долгоживущие деревья. Количество палеобиомассы за все время существования Земли в сыром виде оценивается в $6,5 \cdot 10^{21}$ т.

Если учесть обмен веществ организмов с окружающей средой, то мы придем к выводу, что все химические элементы земной коры были многократно использованы жизнью, а вся вода гидросферы сотни тысяч раз входила в состав живого вещества.

Чрезвычайно велика роль организмов в создании осадков, процесс накопления которых на дне морей и океанов приводит к росту осадочного слоя земной коры. Ведущая роль в этом процессе принадлежит в океанах планктону. Микроскопические одноклеточные водоросли диатомеи, поглощая из морской воды SiO_2 , накапливают его в своих оболочках. Из скорлупок диатомей формируются горные породы – диатомиты, трепел, опоки. Другие одноклеточные растения – кокколитофорида накапливают в своих оболочках углекислый кальций. Из мельчайших пластинок кокколитофорид состоит мел и некоторые известняки. В формировании известковых осадков принимают участие также и многие бентонные организмы – известковые водоросли, кораллы, мшанки, моллюски, брахиоподы и т.д.

Организмы играют большую роль в накоплении некоторых элементов, например, железа, марганца, алюминия, магния, бария, стронция, фосфора, серы, йода, цинка, меди, иттрия, железа и марганца, марганец, например, выделяется из морской воды под влиянием особых железных и марганцевых бактерий, окисляющих и концентрирующих эти элементы. Биохимическим путем возникли многие месторождения фосфора.

+Основная масса живого вещества на суше сосредоточена в виде растительности, после отмирания которой образуются горючие полезные ископаемые – торф, бурые и каменные угли, горючие сланцы. За счет органического вещества – залежи нефти.

Современные представления о происхождении и развитии жизни на Земле

В Солнечной системе Земля планета биологическая. Жизнь на планете, начавшаяся 3,8 млрд. лет назад (новые исследования постоянно удревняют эту дату), шла с меняющейся скоростью. Выявление самых ранних следов жизни затруднено потому, что все известные горные породы с возрастом древнее 3,5 млрд. лет сильно метаморфизованы и отпечатки живых организмов в них исчезли. Существует метод поиска проявления жизни не по их отпечаткам, а по их геохимическим следам жизнедеятельности. Такими следами является соотношение стабильных изотопов жизненно важных элементов, в первую очередь углерода, так как образующееся в ходе биологических процессов органическое вещество обогащается легким изотопом ^{12}C . Такие исследования в последние годы позволили удревнить проявления жизни на Земле более чем на 300 млн. лет.

Вопрос о том, как зародилась жизнь на Земле, долгое время является дискуссионным и открыт до сих пор. Существует точка зрения, что жизнь создана Творцом (Богом), но эти представления не укладываются в рамки геологической науки. Существует такой факт, что самопроизвольное образование наследственной молекулы ДНК из атомов углерода, азота, водорода и кислорода имеет вероятность 10^{-100} раз, т.е. фактически невозможна, так как такая самосборка потребовала намного больше времени, чем время существования Вселенной. Следовательно, должны быть иные механизмы и способы возникновения жизни на нашей планете. Возможно, что на процессы самосборки повлияло минеральное вещество. По мнению Н.П. Юшкина совместная адсорбция необходимых атомов на поверхности некоторых минералов ускоряет реакцию соединения в миллиарды раз. Существует гипотеза *панспермии*, в соответствии с которой жизнь была занесена на Землю с других планет из космоса. Правда существует «парадокс Ферми» - если во Вселенной бесконечное множество обитаемых миров, то почему же мы их не видим. Известна *коацерватная* гипотеза академика

Опарина. Он предположил, что первоначально белки и другие сложные органические молекулы могли возникнуть в первичном бульоне-океане планеты. Внутри капель-коацерватов при участии электрических разрядов молний, согласно этой теории, могли начаться реакции, приводящие к образованию еще более сложных веществ способных проявлять признаки жизни – рост, развитие, размножение и обмен веществ.

В течение первых трех миллиардов лет формировалась современная биосфера, а примерно 1 млрд. лет назад возникло основное разнообразие эвкариотных организмов. Первые организмы были *прокариотами* – археями и бактериями. Ранняя жизнь базировалась на окислительно-восстановительных реакциях веществ, поступающих из глубин Земли в гидротермальных источниках. Восстановителем служил H_2 , может быть CO , окислителем - CO_2 , S ; продуктами реакции соответственно были – CH_4 и H_2S .

Принципиальным этапом становления биосферы и ее эволюции в целом стало развитие фотоавтотрофии, т.е. появление *цианобактерий*. Считается, что термофильное микробное сообщество способно образовать корень древа биоразнообразия и создать условия для жизни, позволившие преобразовать экзоросферы в биосферу. С другой стороны, палеонтологи установили, что появление на Земле уже 3,5 млрд. лет назад фотосинтеза дало возможность жизни колонизировать участки поверхности, далеко удаленные от гидротермальных выходов. В Австралии и Южной Африке породы этого возраста содержат микрофоссилии, строматолиты и т. п.

Согласно геологическим и биологическим данным, ранние экосистемы были главным образом прокариотными и анаэробными. Фотосинтезирующие прокариотные организмы похожи на нынешние цианобактерии (они же – синезеленые водоросли). Экспансия цианобактерий оказалось решающей в развитии атмосферы и гидросферы Земли, потому что только эти организмы способны использовать воду для фотосинтеза. В цианобактериальном фотосинтезе молекулярный кислород образуется как побочный продукт, и его накопление в атмосфере и океанах преобразовало биосферу. Начиная с

2,2 – 2 млрд. лет назад, уровень атмосферного кислорода повысился с 1% до 10-15% от современного уровня.

Новый этап развития жизни на Земле связан с появлением *эвкариотов*. Эвкариоты одна из трех главных ветвей эволюционного древа жизни, положившие начало высших организмов. Они имеют историю почти столь же длительную, как прокариоты. Древнейшие эвкариоты могли быть простыми анаэробными гетеротрофами. Они смогли достичь своего эволюционного развития только в результате эндосимбиоза с бактериями. Одна из групп ранних эвкариот включили протеробактерию, способную к аэробному дыханию. Возникла композитная форма жизни. Потомки этих бактерий до сих пор существуют как митохондрии в клетках всех современных организмов, в том числе и человека. Другие ранние эвкариоты дополнительно захватили цианобактерии, которые сходным путем превратились в хлоропласты и дали эвкариотным водорослям возможность фотосинтезировать. Эвкариоты были широко распространены 1,7 – 1,9 млрд. лет назад. Большой взрыв эвкариотной эволюции около 1 млрд. лет назад дал предков трех ветвей многоклеточных организмов, доминирующих в современной биосфере: животных, растений, грибов.

Данная эволюция жизни на Земле привела к «Большому Биологическому Взрыву» и возникновению в начале палеозоя (фанерозоя) – времени расцвета жизни. В привычной палеонтологической летописи последних 545 млн. лет (фанерозой) изменения в биосфере были особенно быстрыми. В этом возрастном интервале на границах между палеозоем и мезозоем, между мезозоем и кайнозоем вымерло множество растений, животных, а выжившие получили возможность развиваться по новым путям. Во время так называемого «кембрийского взрыва» большинство групп беспозвоночных увеличило свое разнообразие в океане, а многие группы и виды научились строить минерализованные скелеты. Это, однако, произошло только в последние 15% длинной истории жизни. Краткая характеристика

последующего развития жизни в разные эры и периоды приведена ранее в лекции «Время и геология».

+Важным продуктом биосферы является почва. Почва – «благородная ржавчина литосферы» по В.И. Вернадскому. В ней сосредоточено 95-98% всей массы животных. В почве есть все необходимое для жизни, но нет света. Поэтому величайшим достижением эволюции живого вещества планеты служит появление примерно 500 млн. лет назад высших растений, которые начали использовать одновременно блага почвы и солнечного света.

Ускорение биогеохимического круговорота веществ – важнейшая функция почв в биосфере. Ежегодно создаваемая масса отмерших растений и животных полностью минерализуется за 200-500 лет.

Человек как геологический фактор. Понятие о ноосфере. Охрана недр и окружающей среды

Бурное развитие человечества на нашей планете привело к тому, что человек стал способен оказывать огромное влияние на геологические процессы. В связи с этим очень интересен вопрос о происхождении человека.

Современные представления о происхождении человека, по мнению А. Зубова соответствуют дарвиновской теории антропогенеза, а именно происхождения его от обезьяны. Однако, существует «синдром Лайеля», известного геолога XIX века. Этот ученый, относившийся к трудам Дарвина в целом с уважением, писал, что в отношении теории Дарвина он предпочитает придерживаться неопределенной позиции вследствие «непреодолимого отвращения» к понятию вывода о родстве человека и обезьяны. Тем не менее, детальные исследования в XX веке многими специалистами разных стран, показали, что наиболее близким к человеку существом на Земле (из ныне живущих приматов) является шимпанзе. От нее даже можно переливать (с учетом группы) кровь человеку. Родство настолько близко (99%), что на основании математической обработки генетических данных шимпанзе следует включить в род *Homo*, то есть Человек, на уровне подрода. Эволюционные пути человека и шимпанзе

разошлись 5-7 млн. лет назад, в то время, когда у этих двух подродов приматов был общий предок – древняя высокоразвитая человекообразная обезьяна. Нет сомнений в том, что шимпанзе, горилла и орангутанг – наши ближайшие родственники, это доказано бесспорно. Генетические исследования привели к сенсационному выводу о том, что у всего рода человеческого была единая «прамать». Родом она происходила из Африки. Анализ ДНК генома людей из разных сообществ показал, что человечество произошло путем как минимум двух больших миграций из Африки, а не возникло одновременно в нескольких точках планеты. Находки костных останков ранних гоминидов в Кении, Танзании и Эфиопии показали, что древнейшие и примитивнейшие «обезьянолюди», способные изготавливать орудия из камня, ходили по Земле 2,3-2,5 млн. лет назад. Африка, Юго-Восточная Азия и промежуточные регионы были заселены ранними представителями рода Номо как минимум 1,7 млн. лет тому назад. Об этом свидетельствуют находки древнейших останков человека в Грузии вблизи Дманиси в 1993 г. Новейшие исследования показали, что Австралия была заселена 60 тыс. лет тому назад, а Американский континент, Япония, Тайвань, Папуа-Новой Гвинее – около 30 тыс лет тому назад.

Сейчас население Земли превысило 6 млрд. человек. Деятельность человека сопоставима с мощнейшими геологическими факторами. Это видно из следующего примера. В 1995 году ежегодно на территории США горнодобывающие работы, строительство дорог и других сооружений приводит к перемещению примерно 7,6 млрд. т грунта. В то же время реки, первенствующие среди природных процессов подобного рода переносят лишь 1 млрд. т. Объем породы, перемещаемой различными природными агентами (ветер, воды, ледники) уже далеко отстает от объемов, связанных с деятельностью человека.

Данные В.А. Королева и В.Н. Соколова на 2000 г. показывают, что добыча минерального сырья в год превышает 100 млрд. Т, тогда как вынос обломочного материала реками в моря и океаны составляет всего 17,4 млрд.т.

Рост антропогенного воздействия на биосферу, который удваивается примерно каждые 15 лет, ставит перед человечеством ряд задач, связанных с поддержанием экологического оптимизма и рационального использования природных ресурсов.

В.И. Вернадский назвал поверхностную часть земной коры, атмосферу, гидросферу и биосферу, *ноосферой* (греч. «ноос» - разум), в которой действует человеческий разум. Учение о ноосфере направлено на то, чтобы человек смог прийти к гармонии с окружающим миром. Однако действительность далека от этого. Уже в начале XX века начались глобальные изменения окружающей среды, которые не были замечены из-за потрясших мир социальных катастроф – двух мировых войн, экономического кризиса. Во второй половине прошлого века уже начались катастрофы, связанные с загрязнением окружающей среды. Из недр Земли не только извлекаются в огромных количествах полезные ископаемые, но и вносятся в нее и выбрасывается в атмосферу большое количество вредных веществ. Это ведет к тому, что средняя температура на Земле медленно, но неуклонно возрастает, что приводит к быстрой деградации ледников и повышению уровня океана. Потепление на 2-6°C вызовет перегрев Земли в 10 раз, а это уже катастрофа. Земля как саморегулирующаяся система стремится к поддержанию равновесного состояния. Чем сильнее будет это равновесие нарушаться, тем в более резкой форме оно будет восстанавливаться. Поэтому мы являемся свидетелями все участвовавших и возросших по силе катастрофических процессов, таких как наводнения, бури, пожары, оползни, землетрясения и т. п.

С одной стороны, вовлекая сырье в процесс жизнедеятельности, человек тем самым расширяет свою экологическую нишу. Только благодаря использованию минералов он вышел в космос, проник в глубины океана, получил возможность перемещаться со скоростью, в тысячи превышающей положенную ему природой.

С другой стороны, каждый житель Земли за прожитые годы использует около 1,5-2 тыс. т различных минеральных продуктов. Если принять во внимание отходы горнорудного и рудоперерабатывающего производства, отвалы вскрышных и вмещающих пород, то этот объем придется утроить. А если добавить к нарушениям природы площади выпавших из оборота пахотных земель, объемы разного рода котлованов, каналов, карьеров, траншей и др., то очевидны масштаб и вредные последствия деятельности человека. Все воздействия человека на окружающую среду можно свести к физическим, изменяющим ландшафты Земли, физико-химическим и химическим, загрязняющими окружающую среду, а также биологическим, нарушающее равновесие в биосфере.

Все вышеизложенное подчеркивает важность проблемы охраны недр и окружающей среды. Необходимо бороться с расточительством ресурсов. Только США потребляет 40% всей энергии и производит 60% всех мировых отходов. В конце XX в. антропогенное возмущение парникового эффекта уже в 10 раз превысило пороговое значение по сравнению с биологическим. Необходима оптимизация и улучшение среды обитания и жизнедеятельности человека, для гармонизации взаимодействия живого и минерального миров.

+Среди задач стоящих перед человеком является не только охрана окружающей среды, но и познание механизмов, который позволяют биосфере быть пригодной для жизни в течение нескольких миллиардов лет, несмотря на мощнейшие нагрузки со стороны различных процессов, происходящих на Земле: колебаний уровня Мирового океана, многократных осушений и затоплений территорий, вулканизма, дрейфа континентов, образования и закрытия океанов, горообразований, антропогенного воздействия и других явлений.

Типы земной коры, ее строение и состав

Земная кора (материковая, океаническая, переходная)

На основании данных глубинных сейсмических зондирований в толще земной коры выделяется ряд слоев, характеризующимися разными

скоростями прохождения упругих колебаний. Из этих слоев три считаются основными. Самый верхний из них известен как осадочная оболочка, средний – гранитно-метаморфический и нижний – базальтовый (рис.).



Рис. . Схема строения коры и верхней мантии, включая твердую литосферу

и пластичную астеносферу

Осадочный слой сложен в основном наиболее мягкими, рыхлыми и более плотными (за счет цементации рыхлых) породами. Осадочные породы обычно располагаются в виде пластов. Мощность осадочного слоя на поверхности Земли очень непостоянна и меняется от нескольких м до 10-15 км. Есть участки, где осадочный слой полностью отсутствует.

Гранитный-метаморфический слой сложен в основном магматическими и метаморфическими породами, богатыми алюминием и кремнием. Места, где отсутствует осадочный слой и гранитный слой выходит на поверхность называют *кристаллическими щитами* (Кольский, Анабарский, Алданский и др.). Мощность гранитного слоя 20-40 км, местами этот слой отсутствует (на дне Тихого океана). По данным изучения скорости сейсмических волн плотность пород у нижней границы от 6,5 км/сек до 7,0 км/сек резко меняется. Эта граница гранитного слоя, отделяющая гранитный слой от базальтового получила название *границы Конрада*.

Базальтовый слой выделяется в основании земной коры, присутствует повсеместно, мощность его колеблется от 5 до 30 км. Плотность вещества в

базальтовом слое – $3,32 \text{ г/см}^3$, по составу он отличается от гранитов и характеризуется значительно меньшим содержанием кремнезема. У нижней границы слоя наблюдается скачкообразное изменение скорости прохождения продольных волн, что говорит о резком изменении свойств пород. Эта граница принята за нижнюю границу земной коры и названа границей Мохоровичича, о чем говорилось выше.

В различных частях земного шара земная кора разнородна как по составу, так и по мощности. Типы земной коры – *материковая или континентальная, океаническая и переходная*. Океаническая кора занимает около 60%, а континентальная около 40% земной поверхности, что отличается от распределения площади океанов и суши (71% и 29% соответственно). Это связано с тем, что граница между рассматриваемыми типами коры проходит по континентальному подножию. Мелководные моря, такие как, к примеру, Балтийское и Арктические моря России, относятся к Мировому океану лишь с географической точки зрения. В области океанов выделяют *океанический тип*, характеризующийся маломощным осадочным слоем, под которым располагается базальтовый. Причем, океаническая кора значительно моложе континентальной – возраст первой составляет не более 180 – 200 млн. лет. Земная кора под континентом содержит все 3 слоя, имеет большую мощность (40-50 км) и называется *материковой*. Переходная кора отвечает подводной окраине материков. В отличие от континентальной здесь резко сокращается гранитный слой и сходит на нет в океан, а затем идет и сокращение мощности базальтового слоя.

Осадочный, гранитный-метаморфический и базальтовый слои вместе образуют оболочку, которая получила наименование *сиаль* – от слов *силиций* и *алюминий*. Обычно полагают, что в *сиалической* оболочке целесообразно отождествлять понятие о земной коре. Установлено также, что на всем протяжении геологической истории земная кора поглощает кислород и к настоящему она по объему на 91% состоит из него.

Главные составные части земной коры – химические элементы, минералы, горные породы, геологические тела

Вещество Земли состоит из химических элементов. В пределах каменной оболочки химические элементы образуют минералы, минералы слагают горные породы, а горные породы в свою очередь геологические тела. Наши знания о химии Земли, или иначе геохимии, катастрофически убывают с глубиной. Глубже 15 км наши знания постепенно сменяются гипотезами.

Американский химик Ф.В. Кларк совместно с Г.С. Вашингтоном, начав в начале прошлого века анализ различных пород (5159 образцов) опубликовал данные о средних содержаниях около десяти наиболее распространенных элементов в земной коре. Франк Кларк исходил из того положения, что твердая земная кора до глубины 16 км состоит на 95% из изверженных пород и на 5% из осадочных пород, образованных за счет изверженных. Поэтому для подсчета Ф.Кларк использовал 6000 анализов различных горных пород, взяв их среднее арифметическое. В дальнейшем эти данные дополнялись средними данными содержаний других элементов. Оказалось, что наиболее распространенными элементами земной коры являются (вес. %): О – 47,2; Si – 27,6; Al – 8,8; Fe – 5,1; Ca – 3,6; Na – 2,64; Mg – 2,1; K – 1,4; H – 0,15, что в сумме составляет 99,79%. Эти элементы, (кроме водорода), а также углерод, фосфор, хлор, фтор и некоторые другие называют породообразующими или петрогенными.

Средние массовые доли химических элементов в земной коре получили название по предложению академика А. Е. Ферсмана *кларков*. Последние данные по химическому составу сфер Земли сведены в следующую схему (рис).

Все вещество земной коры и мантии состоит из минералов, разнообразных по форме, строению, составу, распространенности и свойствам. В настоящее время выделено более 4000 минералов. Точную цифру назвать невозможно потому, что ежегодно число минеральных видов пополняется 50-70 наименованиями минеральных видов. Например, на

территории бывшего СССР открыто около 550 минералов (в музее им. А.Е.Ферсмана хранится 320 видов), из них более 90% в XX веке.

Минеральный состав земной коры выглядит следующим образом (об. %): полевые шпаты - 43,1; пироксены - 16,5; оливин - 6,4; амфиболы - 5,1; слюды - 3,1; глинистые минералы - 3,0; ортосиликаты – 1,3; хлориты, серпентины - 0,4; кварц – 11,5; кристобалит - 0,02; тридимит - 0,01; карбонаты - 2,5; рудные минералы - 1,5; фосфаты - 1,4; сульфаты - 0,05; гидроксиды железа - 0,18; прочие - 0,06; органическое вещество - 0,04; хлориды - 0,04.

Эти цифры, конечно же, весьма относительны. В целом, минеральный состав земной коры наиболее пестр и богат по сравнению с составом более глубоких геосфер и метеоритов, вещества Луны и внешних оболочек других планет земной группы. Так на луне выявлено 85 минералов, а в метеоритах – 175.

МОДУЛЬ 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Это физико-химические процессы, происходящие внутри Земли или на ее поверхности и ведущие к изменению ее состава и строения.

Традиционно все геологические процессы принято делить на *эндогенные* и *экзогенные*. Деление это производится по месту проявления и по источнику энергии этих процессов.

Эндогенные – это внутренние процессы; экзогенные – внешние, поверхностные для них источник энергии – это энергия солнца и сила тяжести (гравитационное поле Земли).

К эндогенным процессам относятся:

1. Магматизм (от слова магма) – процесс, с которым связано рождение, движение и превращение магмы в магматическую горную породу
2. Тектоника (тектонические движения) – любые механические движения земной коры – поднятия, опускания, горизонтальные перемещения и т.д.

3. Метаморфизм – процессы, приводящие к изменению состава, строения горных пород внутри Земли при изменении физико-химических параметров (T^0 ; P и др.)

К экзогенным процессам относятся процессы, которые протекают на поверхности или вблизи поверхности, которые изменяют облик Земли и связаны с деятельностью атмосферы, гидросферы и биосферы:

1. Выветривание
2. Геологическая деятельность ветра
3. Геологическая деятельность текучих вод
4. Геологическая деятельность подземных вод
5. Геологическая деятельность снега, льда, вечной мерзлоты
6. Геологическая деятельность морей, озер, болот
7. Геологическая деятельность человека

Для всех экзогенных процессов в их деятельности проявляется три особенности.

Первая – в определенных условиях они ведут разрушительную работу и удаляют продукты разрушения. Таким образом, идет формирование отрицательных (пониженных) форм рельефа и происходит общее снижение и сглаживание поверхности суши. Процесс разрушения и удаление продуктов разрушения получил название – *денудация*. Этот процесс очень важный, т.к. он все время обнажает на поверхности все более глубокие части земной коры.

Вторая характерная особенность в деятельности экзогенных процессов проявляется в том, что в других условиях они ведут созидательную деятельность – аккумуляцию, которая приводит к накоплению продуктов разрушения и образованию геологических тел. Между этими двумя сторонами деятельности проявляется третья, а именно осуществляется перенос продуктов разрушения.

Каждый геологический процесс (эндогенный, экзогенный) в конечном итоге приводит к каким-то изменениям, которые не проходят бесследно, а в

чем-то фиксируются. Важнейшими геологическими документами, в которых зафиксированы результаты деятельности процессов являются: минералы, горные породы, геологические тела, газовые и водные смеси, физические поля. Это те реальные объекты (или документы), которые мы видим и исследуем.

Минерал – это природное химическое соединение, обладающее определенным составом, формой и физико-химическими свойствами. Это тот исходный первичный «кирпичик» самый маленький, который исследователь может видеть не вооруженным глазом и из которых состоят горные породы.

Горная порода – это природная ассоциация (совокупность) минералов определенного происхождения, слагающие геологические тела.

Геологическое тело – некоторый объем внутри или на поверхности, сложенный горной породой и имеющий резкие границы с другими геологическими телами, например, пласт, кварцевая жила. Из геологических тел состоит земная кора, и на геологических картах показываются выходы (границы) геологических тел.

Вопросы для самоконтроля

- 1. Дайте определение геологии как науки и перечислите основные объекты ее изучения***
- 2. Назовите главные научные направления в изучении литосферы***
- 3. Перечислите эндогенные и экзогенные процессы и их главные признаки***
- 4. Что такое денудация и какими процессами она обусловлена?***

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Выветривание

Термин «выветривание» не отражает существа процесса и прямого отношения к деятельности ветра не имеет. Выветривание (weathering, degradation) - процесс разрушения и изменения

горных пород и минералов в приповерхностных условиях под воздействием физико-химических факторов атмосферы, гидросферы и биосферы.

Факторами выветривания являются:

1. Колебание температур (суточное, сезонное)
2. Химические агенты: O_2 , H_2O , CO_2
3. Органические кислоты (ульминовая, гуминовая)
4. Жизнедеятельность организмов

В зависимости от факторов, вызывающих выветривание различают несколько видов:

Тип	выветривание		
Класс	физическое	химическое	органическое
Вид	Температурное Морозное Кристаллизация солей	Окисление Растворение Гидратация Гидролиз	Механическое разрушение Разложение (химическое) Образование органогенных соединений

Физическое выветривание

Физическое выветривание пород происходит без изменения их химического состава. Порода просто дробится на обломки с постепенным уменьшением их размера вплоть до песка. Примером такого физического разрушения может служить температурное выветривание.

Температурное выветривание. Температурное выветривание происходит в результате резких колебаний температур, вызывающих неравномерное изменение объема горных пород и слагающих их минералов. Периодическое нагревание и охлаждение пород при суточных и сезонных колебаниях температур приводит к образованию трещин и к распадению их на глыбы, которые в свою очередь подвергаются дальнейшему измельчению. Чем резче колебания температур, тем интенсивнее проявляется физическое выветривание и наоборот, в условиях «мягкого» климата механическое разрушение пород происходит крайне замедленно. Наиболее активно температурное выветривание проявляется в пустынях, полупустынях и

высокогорных областях, где горные породы очень сильно нагреваются и расширяются днем, охлаждаются и сжимаются ночью. Интенсивность и результаты выветривания определяются также составом, структурой и цветом породы: полиминеральные породы будут разрушаться быстрее, чем мономинеральные. Этому значительно способствует анизотропия и неодинаковые коэффициенты расширения главных породообразующих минералов. Например, коэффициент объемного расширения кварца в два раза больше, чем у ортоклаза.

Глубина температурного выветривания при суточных колебаниях температур составляет не более 50 см, а при сезонных колебаниях – несколько метров.

Частными случаями температурного выветривания являются процессы десквамации (шелушения), сфероидального выветривания и дезинтеграции зерен.

Десквамация – это отделение от гладкой поверхности скал чешуек или толстых пластин параллельно поверхности породы при ее нагревании и охлаждении независимо от текстуры, структуры и состава породы.

При сфероидальном выветривании первоначально угловатые, разбитые трещинами блоки пород в результате выветривания приобретают округлую форму.

Дезинтеграция зерен – ослабление и отделение зерен грубозернистых пород в результате чего порода рассыпается, при этом образуется дресва или песок, состоящий из несвязанных между собой зерен различных минералов. Дезинтеграция зерен происходит всюду, где обнажаются крупнозернистые породы.

Другим видом физического выветривания является морозное выветривание, при котором породы разрушаются под действием замерзающей воды, проникающей в поры и трещины. При замерзании воды объем льда увеличивается на 9%, что создает значительное давление в горных породах. Таким образом легко дробятся породы с высокой

пористостью, например, песчаники, а также сильно трещиноватые породы, в которых трещины распираются ледяными клиньями. Наиболее интенсивно морозное выветривание протекает в зонах, где среднегодовая температура близка к нулю. Это зона тундры, а также в горных районах на уровне снеговой линии.

Кристаллизация солей – образование и рост кристаллов в пустотах и трещинах – способствует разрушению пород, подобно действию ледяных клиньев.

Продукты физического выветривания. В результате физического выветривания на поверхности образуются угловатые обломки, которые в зависимости от своего размера подразделяются на: глыбы – (> 20 см); щебень – ($20 - 1$ см); дресва – ($1 - 0.2$ см); песок – ($2 - 0.1$ мм); алевроит – ($0.1 - 0.01$ мм); пелит – (< 0.01 мм). Скопление этих продуктов приводит к формированию рыхлых осадочных горных пород.

Химическое выветривание

При химическом выветривании разрушение горных пород происходит с изменением их химического состава главным образом под воздействием кислорода, углекислого газа и воды, а также активных органических веществ содержащихся в атмосфере и гидросфере.

Главными реакциями, обуславливающими химическое выветривание, являются окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Окисление – это переход элементов с низкой валентностью в высоковалентное за счет присоединения кислорода. Особенно быстро окислению подвергаются сульфиды, некоторые слюды и другие темноцветные минералы.

Лимонит – это самая устойчивая форма существования железа в поверхностных условиях. Все ржавые пленки и ржаво-бурая окраска пород обусловлена присутствием гидроокислов железа. Так как железо постоянно входит в химический состав многих породообразующих минералов – значит

при химическом выветривании этих минералов Fe^{++} перейдет в Fe^{+++} , т.е. лимонит. Окисляется не только Fe, но и другие металлы.

В условиях недостатка кислорода протекает процесс восстановления, при котором металлы с высокой валентностью переходят в соединения с более низкой валентностью. Подобный процесс наиболее ярко протекает в зонах окисления сульфидных месторождений.

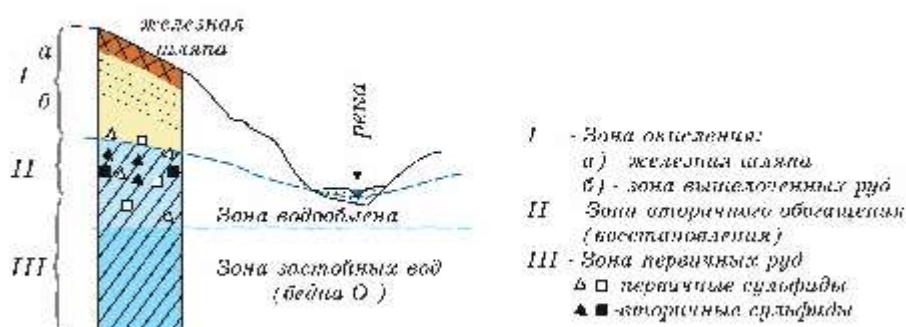


Рис. 2 Зона окисления и восстановления сульфидных руд

Выше уровня (зеркало) грунтовых вод располагается зона обогащения O_2 и в ней интенсивно протекают процессы окисления, в результате чего сульфиды металлов переходят в сульфаты, которые хорошо растворимы и просачивающимися водами перемещаются вниз до уровня грунтовых вод в зону обедненную кислородом. В этой зоне сульфаты восстанавливаются и переходят во вторичные сульфиды в результате чего возникает зона богатых руд (зона вторичного обогащения). На поверхности же рудного тела в результате окисления и выщелачивания образуется так называемая железная шляпа, которая представляет собой каркас кварца пропитанного лимонитом. Процессы окисления и восстановления можно представить в виде схемы:

Первичные Сульфиды Me	окисление	Сульфаты	восстановление	Вторичные сульфиды Me
--------------------------	-----------	----------	----------------	--------------------------

Гидратация – это химическое присоединение воды к минералам горных пород с образованием новых минералов (гидросиликатов и гидроокислов) с другими свойствами.



гематит лимонит



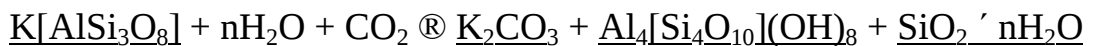
ангидрит гипс

превращение ангидрита в гипс всегда сопровождается значительным увеличением объема породы, что приводит к механическому разрушению всей гипс-ангидритовой толщи.

Растворение – способность молекул одного вещества распространяться вследствие диффузии в другом веществе. Оно происходит с различной скоростью для разных пород и минералов. Наибольшей растворимостью обладают хлориды (галит NaCl , сильвин KCl и др.). Менее растворимы сульфаты, карбонаты.

Гидролиз – наиболее важный процесс химического выветривания, т.к. путем гидролиза разрушаются силикаты и алюмосиликаты, которые составляют половину объема внешней части континентальной коры.

Гидролиз – это обменное разложение вещества под влиянием гидролитической диссоциации воды, сопровождающееся разрушением одних и образованием других минералов. Наиболее характерен пример гидролиза полевых шпатов:



ортоклаз в раствор каолинит опал

Дальнейший гидролиз каолинита приводит к его разложению и образованию латерита:



Интенсивность процесса гидролиза, которому сопутствуют растворение и гидратация, зависит от климатических условий: - в умеренном климате гидролиз протекает до стадии образования гидрослюд; - во влажном теплом климате – до стадии образования каолинита; - в субтропическом климате – до стадии образования латерита. Таким образом при гидролизе разрушаются силикаты, алюмосиликаты; на их месте накапливаются глинистые минералы, а за счет вытеснения катионов образуются свободные окислы и гидроокислы алюминия, железа, кремния, марганца.

Латериты являются ценными рудами на алюминий. При перемыве латеритной коры выветривания и переотложении гидроокислов алюминия формируются месторождения бокситов.

Стадии химического выветривания

В соответствии с приведенной последовательностью выделяются 4 стадии химического выветривания;

1. Обломочная, при которой породы превращаются в рыхлые продукты физического выветривания;

2. Обизвесткованного элювия (сиаллитная), когда начинается разложение силикатов, сопровождаемое удалением хлора, серы и обогащение пород карбонатами;

3. Глин (кислая сиаллитная стадия), когда продолжается разложение силикатов и происходит отщепление и вынос оснований (Ca, Mg, Na, K), а также образование каолиновых глин на кислых породах и нонтронитовых – на основных;

4. Латеритов (аллитная), завершающая стадия химического выветривания, на которой идет дальнейшее разложение минералов (отщепляются и выносятся окислы и гидроокислы алюминия и железа – гетит, гидрогетит и гиббсит, гидраргиллит).

Органическое выветривание

Воздействие органического мира на горные породы сводится или к физическому (механическому) разрушению их, или к химическому разложению. Важным результатом органического выветривания (в совокупности с физическим и химическим) является образование почвы, отличительным свойством которой является ее плодородие.

Элювий и кора выветривания

Элювий – это продукты выветривания, оставшиеся на месте своего образования. Все продукты выветривания, которые смещены с места образования вниз по склонам без участия линейного смыва, Ю.А. Билибин предложил назвать *делювием*, а *коллювием* Ю.А. Билибин назвал

разновидность делювия, достигшую подножия склона и прекратившую движение.

Пример строения современного элювия можно представить в следующем виде (рис. 4).

При нормальных условиях верхние слои элювия измельчены значительно сильнее, чем лежащие ниже. С глубиной продукты выветривания становятся все более и более грубыми. Самый нижний слой состоит из кусков, хотя и отделенных от породы, но залегающих на месте образования. Глубже массивные породы разбиты лишь трещинами, количество которых уменьшается с глубиной.

Элювий остается и сохраняется на уплощенных водораздельных поверхностях, а на склонах он начинает двигаться под тяжестью собственного веса и становится уже делювием.



Рис.4. Строение элювия

Под корой выветривания понимается вся совокупность продуктов выветривания, залегающая на месте образования или перемещенных на небольшое расстояние и занимающие значительные площади. Нередко термин кора выветривания используют, когда выветривание прошло до стадии каолиновых глин или латеритов.

Термины «элювий» и «кора выветривания» почти синонимы. Различают современную кору выветривания и древнюю (ископаемую или погребенную), перекрытую молодыми породами.

Состав и тип коры выветривания определяется составом коренных пород, климатом и стадией выветривания: 1 – Обломочная; 2 – Гидрослюдистая; 3 – Монтмориллонитовая (монтронитовая); 4 – Каолиновая; 5 – Латеритная.

Изменение мощности и состава кор выветривания в зависимости от перечисленных факторов показано на рис 5.

Геологическая роль выветривания

1. Выветривание – составная (основная) часть глобального процесса – денудации. И денудация и выветривание протекают селективно, т.е. избирательно. Различные горные породы и минералы в разных климатических условиях выветриваются с разной скоростью, что можно рассмотреть на примере простого строения участка земной коры (рис.6).



Рис. 6. Селективность денудации и выветривания

В условиях влажного климата известняки будут подвергаться интенсивному растворению и выщелачиванию, и на их месте будут понижения в рельефе, а в местах выхода гранитов – возвышенности.

В сухом жарком климате граниты будут разрушаться быстрее, чем известняки и на поверхности будут формироваться понижения в рельефе.

2. выветривание – это начало формирования осадочных горных пород. На поверхности формируются различные обломочные породы: щебень, дресва, песок. Где-то накапливаются каолиновые глины, обогащенные Al; в море происходит отложение хемогенных осадков Fe и Mn, Ca, Mg, которые поверхностными и подземными водами вынесены с суши, а соли Na и K находятся в растворимом состоянии.

Таким образом, первоначально сложенные по своему составу коренные породы в процессе выветривания дифференцируются на составные части, состав которых постепенно упрощается вплоть до элементного.

3. При выветривании образуются разнообразные полезные ископаемые: сульфидные руды, каолиновые глины, латериты, строительные материалы и др.

Вопросы для самоконтроля

- 1. Назовите основные виды выветривания и их факторы***
- 2. Перечислите продукты физического выветривания***
- 3. Что такое гидролиз? Его суть и конечный результат***
- 4. Эллювий и кора выветривания – это синонимы?***
- 5. какова геологическая роль выветривания ?***

Геологическая деятельность поверхностных текучих вод

Атмосферные осадки, выпадая на дневную поверхность, распределяются различным образом. Часть из них просачивается в глубину и идет на пополнение подземных вод, часть испаряется в атмосферу, а другая часть стекает на поверхности, образуя поверхностный сток, который делится на площадной и линейный. Геологическая работа поверхностных текучих вод зависит от массы воды и скорости ее движения. Чем больше масса воды и скорость ее течения, тем больше совершаемая работа. Способность воды производить работу может быть названа ее живой силой, которая определяется по формуле:

$$K = \frac{mv^2}{2}, \text{ где } K - \text{живая сила воды; } m - \text{масса; } v - \text{скорость течения}$$

геологическая деятельность поверхностных текучих вод складывается из: 1 – смыва; 2 – размыва (эрозии); 3 – транспортировки продуктов разрушения; 4 – аккумуляции продуктов разрушения.

Площадной сток. При площадном стоке вода течет по всей поверхности наклонного склона в местах, где время от времени идут сильные дожди.

Геологическая деятельность площадного стока проявляется в смыве мелкозернистого обломочного материала (алевритовый, песчаный). Максимально смыв проявляется в местах лишенных растительности, на ровных склонах. За один сильный ливень при площадном смыве может быть снесен слой рыхлого материала толщиной в несколько миллиметров. Из бассейна равнинных рек (р. Миссисипи) за один миллион лет сносится слой мощностью до 50 м, а из бассейнов горных рек (Кавказ) – до 250 м.

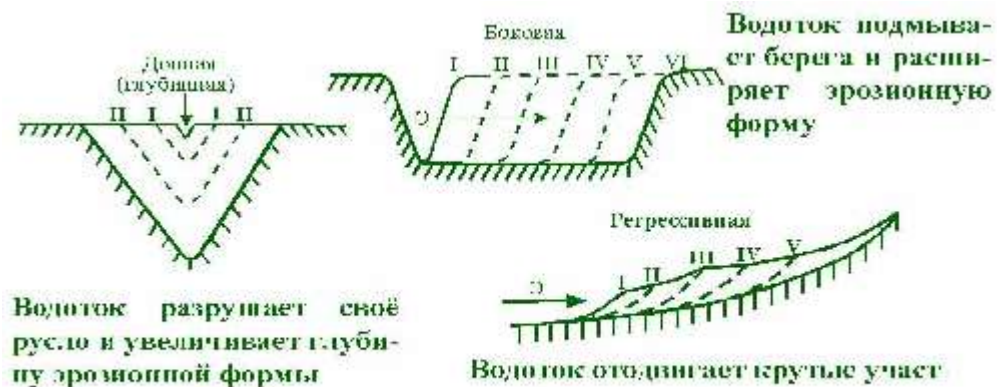


Рис. 13. Виды эрозии

Линейный сток. При линейном стоке движение воды осуществляется в виде линейно направленных мощных струй и потоков в рытвинах, оврагах и речных долинах. Линейный сток делится на временный и постоянный.

Разрушительная деятельность любого водотока называется эрозия. Различают три вида эрозии: донная, боковая и регрессивная (рис.13).

Соотношение донной, боковой и регрессивной эрозии меняется на разных стадиях развития речной долины.

Предельный уровень, к которому стремится водоток и глубже которого врезается водоток не может называться базисом эрозии. Всеобщий базис эрозии – уровень мирового океана. В районах сухого климата роль базиса эрозии играют поверхность предгорных равнин.

Продольный профиль динамического равновесия

Понижение базиса эрозии меняет режим потока и нарушает равновесие между эрозией и аккумуляцией, т.к. в приустьевой части увеличивается уклон русла и возрастает скорость течения (но количество воды остается

прежним). Водоток начинает углублять свое русло до тех пор, пока уклон его не станет прежним (рис.14).

Углубление русла в приустьевой части вызывает увеличение уклона и скорости выше, в соседнем участке. Глубинная эрозия, таким образом, будет распространяться вверх против течения по закону регрессивной (попятной) эрозии.

Любой водоток все время стремится выработать продольный профиль динамического равновесия применительно к существующему в данный момент положению базиса эрозии. В любой точке такого профиля наблюдается равновесие между живой силой воды, количеством переносимого материала и сопротивляемостью дна пород на размыв.

Такова схема выработки продольного профиля равновесия реки при условии однородного состава размываемых его пород. При чередовании мягких и твердых пород в русле реки образуются пороги. Если река протекает по поверхности с расчлененным первоначальным рельефом, в русле ее образуются водопады. Один из крупнейших водопадов мира – Ниагарский, расположенный на границе США и Канады. Ширина его 914 м, высота падения воды 50 м. крупные водопады известны в Африке (Виктория, высота падения воды 120 м), в Южной Америке (Игуасу, 72 м), в Индии (Джерзоппа, 249 м), в Новой Зеландии (Сатерленд, 580 м) и др. В СССР крупные водопады находятся на Кавказе, Тянь-Шане, Памире.

Деятельность временных водотоков

На равнинных участках, сложенных рыхлыми толщами и где проявляются ливневые осадки, деятельность временного линейного стока сводится к оврагообразованию. Развитие оврагов начинается с лощины – это слабо выраженное понижение на поверхности склона, в котором собираются поверхностные воды и концентрируется водоток. Если водоток достиг определенной силы, то возникает эрозионная рытвина, которая в дальнейшем превратится в молодой овраг, а затем в зрелый овраг. Дно у зрелого оврага покрыто отложениями – пролювием. Продольный профиль выработан и

прекратились донная и регрессивная эрозии. Если дно зрелого оврага достигает уровня грунтовых вод, то возникает молодая (речная) долина, если нет – то овраг может оставаться в таком виде очень долго, склоны его выполаживаются, зарастают и он превращается в балку.

В горных районах в результате деятельности временных водотоков образуются сухие лога и долины, которые морфологически четко выражены. В верховье они имеют водосборный цирк, а на выходе из лога формируется конус выноса (или сухая дельта), сложенная пролювием. Отложения временных водотоков (пролювий) характеризуется плохой окатанностью и сортировкой.

Деятельность постоянных водотоков

Деятельность постоянных водотоков во многом определяется их режимом (количеством и уровнем воды; скоростью течения), который в течение года меняется и зависит от способа питания рек.

В процессе своей деятельности постоянные водотоки вырабатывают эрозионно-аккумулятивные формы рельефа, которые получили название – речные долины.



Рис. 17. Элементы речной долины

В поперечном сечении речные долины могут иметь различную форму в виде глубоких каньонов, V – образную форму или плоскодонную (ящикообразную). Форма

и размеры долин постепенно меняются в процессе развития речной долины (рис. 17).

Перенос и отложения водотоков

Реки переносят обломочный материал различной размерности – от крупных валунов до мелких илистых частиц. Чем больше скорость течения воды, тем более крупные обломки переносит вода.

Весь материал, который переносят реки и затем откладывается называется аллювием. Аллювий может переноситься тремя способами: а) – влекомым – тащится и перекачивается по дну русла; б) – во взвешенном состоянии; в) – в растворенном виде.

Влекомые по дну обломки и взвешенные частицы называют твердым стоком реки. Обломочный материал, перемещаемый рекой по дну, усиливает глубинную эрозию, а сам постепенно измельчается, истирается и окатывается – образуются валуны, галька, гравий, песок. Размер и масса обломков перекачиваемых по дну, пропорциональна шестой степени скорости течения. При скорости течения 0.3 м/сек переносится по дну мелкий песок, а при скорости 2.0 м/сек – крупная галька (до 10 см).

Значительное количество минерального вещества (до 40%) переносится в растворенном состоянии. По данным М.Н. Страхова, в растворенном состоянии переносятся легкорастворимые соли (NaCl , KCl , MgSO_4 , CaSO_4), карбонаты (CaCO_3 , MgCO_3 , NaCO_3) и кремнезем. Причем, на долю карбонатов приходится до 60% ионного стока, а сульфатные и хлоридные соли играют заметную роль только в водах рек засушливых областей. В небольшом количестве в растворенном состоянии содержатся соединения Fe и Mn, которые образуют истинные и коллоидные растворы.

Следует отметить, что соотношение твердого стока рек и растворенных веществ не однозначны для рек разных областей. Так, в горных реках, отличающихся большой скоростью течения, явно преобладает твердый сток, особенно взвеси (б) и соотношение $a : б : в = 0.86 : 6.8 : 1$. При этом влекомые по дну обломки (а) представлены преимущественно галечниками и

крупными валунами, а во взвесах (б) переносятся песчаные и более мелкие частицы. Иная картина в равнинных реках, где преобладает сток растворенных (в) веществ и соотношение $a : б : в = 0.05 : 0.56 : 1$.

Среди донных влекомых обломков преобладают песчаные частицы, а во взвесах – частицы меньше 0,1 мм.

Как уже отмечалось, отложения, накапливающиеся в речных долинах, называются аллювием (лат. «аллювио» - нанос, намыв). Они состоят из обломочного материала различной зернистости, степени окатанности и сортировки. Различают три разновидности аллювия: русловой, пойменный и старичный.

Русловой аллювий, как правило, самый грубый (крупнозернистый песок, гравий, галечник). Размер его обломков зависит от скорости течения воды в русле. Он обладает косой слоистостью с наклоном слоев в направлении течения реки.

Пойменный аллювий – это значительно более мелкозернистый, чем русловой. Так, например, русловой аллювий представлен галечниками, а пойменный – песками. Почему пойменный аллювий мельче? Во время паводка вода выходит из берегов, разливается по пойме и скорость ее течения резко падает. На пойму она выносит более мелкий материал, чем несет в русле, где скорость течения больше. Пойменный аллювий обладает горизонтальной, слабоволнистой и линзовидной слоистостью.

Старичный аллювий представлен чаще всего тонкообломочными глинистыми частицами и богат органическими остатками, которые образуются при зарастании стариц растительностью.

Мощность аллювиальных отложений в долинах рек определяется уровнем (высотой) подъема паводковых вод и в этом случае она называется нормальной мощностью. В равнинных реках она колеблется от 10 – 15 до 30 м. нормальный аллювий всегда имеет двухслойное строение: внизу слой руслового более грубого косослоистого аллювия, а выше он перекрыт слоем пойменного более мелкозернистого аллювия.

Ежегодно в моря и океаны реками выносятся почти 20 млрд.т – твердые частицы. Так, например, р. Амударья выносит 45 млн.м³, р. Миссисипи > 200 млн. т., а р. Хуанхе – до 1000 млн.м³ твердого стока. Большая часть этого материала аккумулируется в дельтах рек. Дельта – это участок суши, который образуется за счет наноса аллювия в прибрежной части моря. Площадь дельты р. Лены составляет 45 тыс. км², а дельта р. Хуанхэ – 500 тыс. км². дельтовые осадки образуют огромные линзы мощностью до 15 км и объемом $5 \cdot 10^6$ км³ (р. Ганг и Брахмапутра в Индийском океане). Мощность дельтовых осадков р. амазонки составляет 12 км. В таких линзах накапливается значительное количество органики, которая в дальнейшем участвует в нефтеобразовании.

Стадии развития речной долины

На протяжении времени существования река переживает периоды юности, молодости, зрелости и старости.

В период юности продольный профиль равновесия реки еще не выработан. Река течет по неровному рельефу, региональный уклон ее русла на всем протяжении чрезвычайно крутой, скорость течения велика; кое-где обособляются отдельные участки, развитие которых контролируется местными базисами эрозии. На этой стадии развития реки происходят усиленные процессы глубинной (донной) эрозии, которые приводят к интенсивному углублению русла. Боковая эрозия в это время почти не проявляется, так как энергия реки в основном направлена на разрушение ложа и перенос продуктов разрушения. Быстрое углубление русла приводит к образованию долин, имеющих V-образную форму. Коэффициент извилистости реки на этой стадии минимален.

Период юности в настоящее время переживают многие реки, текущие в горных районах. Они, как правило, характеризуются бурным течением, наличием порогов и водопадов. Долины их имеют форму ущелий и каньонов.

По мере выработки профиля равновесия река переходит в период молодости. Этот период наступает, когда в силу вступает боковая эрозия. В

период молодости река стремится углубить свое русло только в верхнем течении, где еще наблюдаются процессы глубинной эрозии. В среднем и нижнем течении рек глубинная эрозия сменяется боковой. Это приводит к незначительному расширению ее долины, которая приобретает U-образную коробчатую форму. В эту стадию формируются прирусловые отмели. Продольный профиль реки еще не выработан.

На стадии зрелости скорость течения равномерно уменьшается от верховьев к устью. Для этой стадии характерно появление излучин — меандр, приводящих к увеличению коэффициента извилистости реки, образованию многочисленных рукавов, по которым вода течет параллельно основному руслу, и возникновению обширных аллювиальных равнин поймы.

Для определения стадии старости реки ясно выраженных критериев не существует. Считается, что река вступает в стадию старости, тогда, когда дно ее долины достигает ширины, во много раз превышающей ширину поймы меандрирующей реки. На этой стадии происходят перенос и образуются многочисленные меандры. Река на стадии старости характеризуется максимальным коэффициентом извилистости и перемывает свои пойменные отложения.

Меандры с коротким радиусом расширяются значительно быстрее, чем более крупные. Это происходит потому, что все изгибы реки стремятся приобрести радиус кривизны приблизительно одного и того же порядка. Ввиду постоянного увеличения кривизны реки в ходе подмыва вогнутых берегов и отложения материала у выпуклых, вершины двух соседних меандр, обращенных в одну сторону, сходятся все ближе, и между ними остается только узкий перешеек. В период половодья может произойти прорыв такого перешейка, основная масса воды устремится в новое, спрямленное русло реки, а петля окажется отрезанной. На отрезанной стороне остается покинутое русло, получившее название старицы. Старицы, как правило, имеют в плане подковообразную форму; в дальнейшем они часто превращаются в болото.

В период старости реки в ее долине образуется широкая пойма, или пойменная терраса, — часть долины, заливаемая в половодье и возвышающаяся над руслом реки в меженный период.

Периоды юности, молодости и зрелости составляют цикл эрозии реки. Большинство рек проходит все эти стадии развития. В ряде случаев все стадии можно наблюдать у одной реки. Например, Терек в верхнем течении переживает период юности, в нижнем — это уже зрелая река.

Цикл эрозии реки может быть неполным: в зависимости от рельефа начальной поверхности и слагающих ее пород река может сразу вступить в период зрелости, минуя юность, и т. д. Особенно *это* характерно для равнинных рек. Более того, уже сложившийся цикл эрозии может быть нарушен, например, после вступления в период старости может вновь наступить период юности реки, т. е. может произойти ее омоложение. Этому способствует ряд факторов, главными из которых являются:

- 1) понижение базиса эрозии, приводящее к увеличению уклона русла реки и возрастанию скорости ее течения, а также к возобновлению донной эрозии;
- 2) повышение какого-либо участка реки, обуславливающее изменение *ее* продольного профиля и увеличение уклона русла;
- 3) изменение климата района, в котором протекает река; особенно большое значение имеет увеличение количества выпадающих осадков, в результате чего возрастает масса воды в реке; к этому же приводит таяние ледников в верховьях реки, связанное с потеплением климата.

Речные террасы

Терраса - это площадка в строении речной долины открытая или погребенная и обязанная своим происхождением эрозионной или аккумулятивной деятельности водотока в предыдущий цикл развития.

Каждое омоложение реки вызывает новый цикл эрозии — появление донной эрозии, углубление дна, спрямление русла. При таком углублении русла аллювиальные отложения, слагающие пойму реки, оказываются выше

новых пойменных осадков при новом базисе эрозии. Неразмытые остатки древних пойм обычно образуют ступенчатые уступы, нависающие над новой поймой, и называются надпойменными террасами. Число террас соответствует количеству этапов омоложения (циклов эрозии), которые пережила река за время своего существования. Последовательность углубления русла при выработке нового профиля равновесия показана на рис. 19.

Углубление реки при ее омоложении приводит к тому, что древние террасы располагаются выше молодых, подвергаются воздействиям выветривания и площадного смыва. Поэтому молодые террасы обычно лучше выделяются в рельефе.

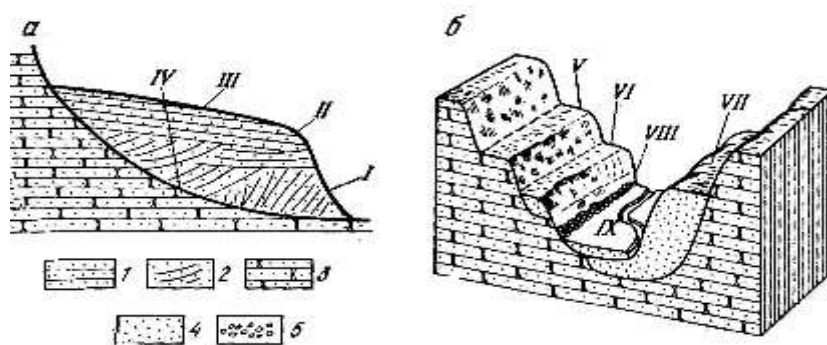


Рис. 20. Надпойменные террасы.
а – строение террасы; б – типы надпойменных террас. 1 – пойменный аллювий, 2 – русловой аллювий, 3 – песчаники в коренном залегании, 4 – аллювий, 5 – осыпи. I – уступ; II – бровка; III – террасовая площадка; IV – тыловой шов; террасы: V – эрозийная, VI – цокольная, VII – аккумулятивная, VIII – цоколь, IX – пойма

Надпойменные террасы нумеруются снизу вверх — от более молодых к древним: над уровнем поймы обычно выделяют первую, вторую, третью и т. д.

В строении надпойменных террас выделяют ряд геоморфологических элементов — уступ, бровку, террасовидную площадку и тыловой шов (рис. 20, а). Террасы отличаются друг от друга, в частности, по соотношению аллювиальных и коренных отложений. Так, различают террасы следующих видов (рис. 20, б): аккумулятивные (террасы накопления), эрозийные (террасы размыва), цокольные (смешанные).

К аккумулятивным террасам относят такие, у которых мощность аллювия больше относительной высоты их над уровнем реки; весь террасовидный уступ таких террас сложен аллювиальными накоплениями.

Эрозионные террасы почти целиком сложены коренными породами; на террасовидной площадке таких террас аллювий отсутствует или располагается в виде очень тонкого покрова. Эти террасы образуются при резком преобладании процессов эрозии над процессами аккумуляции в истории развития реки. Цокольными террасами считаются такие, у которых мощность аллювия значительна, но не превышает их высоты; в уступах этих террас ниже толщи аллювия обнажаются коренные породы, слагающие основание (цоколь) террасы и вышележащую часть склона долины.

Вопросы для самопроверки

1. ***Что такое живая сила воды?***
2. ***Охарактеризуйте понятие – линейный сток и базис эрозии.***
3. ***Какие виды эрозии водотоков различаются?***
4. ***В чем выражается деятельность временных водотоков?***
5. ***Дайте характеристику аллювия. Чем пойменный аллювий отличается от руслового?***
6. ***Перечислите основные стадии развития речной долины и дайте их краткую характеристику.***
7. ***Речные террасы. Как они образуются?***

Геологическая деятельность подземных вод

Отрасль геологии, предметом которой является изучение подземных вод и условий их образования, называется гидрогеологией.

Формы существования воды в горных породах

Интенсивная деятельность подземных вод определяется, прежде всего, их огромной массой. По оценке В. И. Вернадского, масса подземных вод достигает 5×10^{17} т, что немногим меньше общей массы Мирового океана ($1,5 \times 10^{18}$ т). Практически в пустотах и трещинах земной коры содержится

огромный подземный океан, превышающий по массе воды, например, Атлантический океан.

Вода, заполняющая различные пустоты горных пород (каверны, трещины, поры), в зависимости от давления и температуры может находиться в парообразной, жидкой или твердой (в виде льда) фазах.

К парообразной фазе относят водяные пары, которые вместе с воздухом заполняют поры, каверны и трещины горных пород. При понижении температуры или повышении давления водяные пары конденсируются на стенках пустот горных пород и переходят в жидкую фазу.

Подземную воду, находящуюся в горных породах в жидкой фазе, подразделяют на гигроскопическую, пленочную, капиллярную и гравитационную.

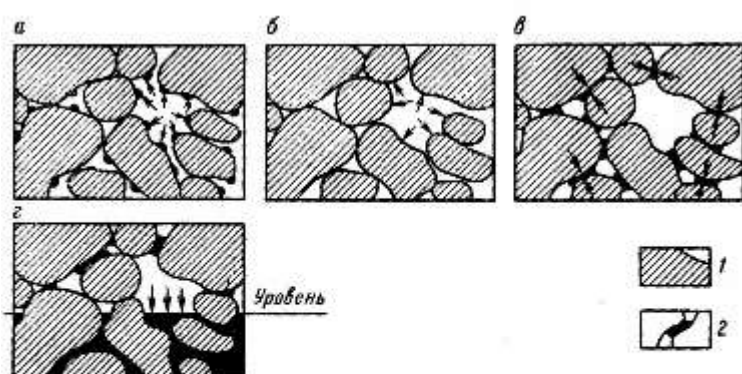


Рис. 21. Формы нахождения воды в пустотах горных пород: а – гигроскопическая, б – пленочная, в – капиллярная, г – гравитационная, 1 – зерна породы, 2 – вода

Гигроскопическая вода в виде сплошной одномолекулярной пленки или отдельных мельчайших капелек покрывает стенки пустот (рис. 21, а). Она настолько прочно связана с частицами породы, что не способна передвигаться в пустотах породы под влиянием силы тяжести. Выделить гигроскопическую воду из породы можно только путем нагревания последней до температуры более 100°C, при которой вода переходит в парообразную фазу.

С увеличением количества воды в пустотах породы возникает пленочная вода, образующая на поверхности минеральных частиц сплошную пленку из нескольких слоев молекул (рис. 21, б). Толщина такой

пленки может быть различной. Пленочная вода способна передвигаться от частиц с большей толщиной пленки к частицам с меньшей ее толщиной. Движение воды на стенках пустот происходит до тех пор, пока толщина пленок не станет равной, причем пленочная вода движется в различных направлениях, не испытывая влияния силы тяжести.

При еще большем содержании воды в породах образуется капиллярная вода, заполняющая мелкие пустоты и микротрещины, в которых она удерживается силами поверхностного натяжения (рис. 21, в). Капиллярная вода может продвигаться по капиллярным каналам в любом направлении, в том числе и снизу вверх, т. е. в направлении, противоположном действию силы тяжести. Продвигается она обычно тем дальше, чем тоньше диаметр пор или трещин, по которым она движется.

Гравитационная вода находится в капельно-жидком состоянии в проницаемых породах, передает гидростатическое давление и передвигается под действием гравитационных сил (рис. 21, г). Сила тяжести обуславливает наличие у гравитационной воды уровня, или зеркала.

Для геологов-нефтяников наибольший интерес представляет гравитационная вода, содержащаяся в породах и способная перемещаться по пустотам пластов.

Кроме перечисленных в природе существуют также воды, химически связанные с горными породами, участвующие в строении кристаллической решетки минералов. К ним относятся конституционная, кристаллизационная и гидратная воды.

Коллекторские свойства горных пород

Содержание и накопление воды в породе зависит от ее коллекторских свойств, т. е. от способности вмещать и пропускать через себя воду и любую другую жидкость или газ.

Емкостная способность пород, т. е. способность вмещать жидкость или газ, определяется их пористостью. Пористостью m называется отношение

суммарного объема пор $V_{\text{п}}$ к общему объему породы $V_{\text{общ}}$, выраженное в процентах: $m = (V_{\text{п}}/V_{\text{общ}}) \cdot 100$. Пористость обломочных пород зависит от их гранулометрического состава, под которым понимают размеры и форму слагающих породу частиц. Пористость осадочных пород, особенно песков и алевритов, тем выше, чем более однородны по размеру и лучше окатаны отдельные песчинки. И наоборот, чем разнообразнее по размеру частицы, слагающие породу, и чем меньше они окатаны, тем меньше пористость породы.

Происхождение порового пространства в породе определяется особенностями ее формирования и последующего развития (рис. 22). В зависимости от этих процессов различают поры первичные и вторичные.

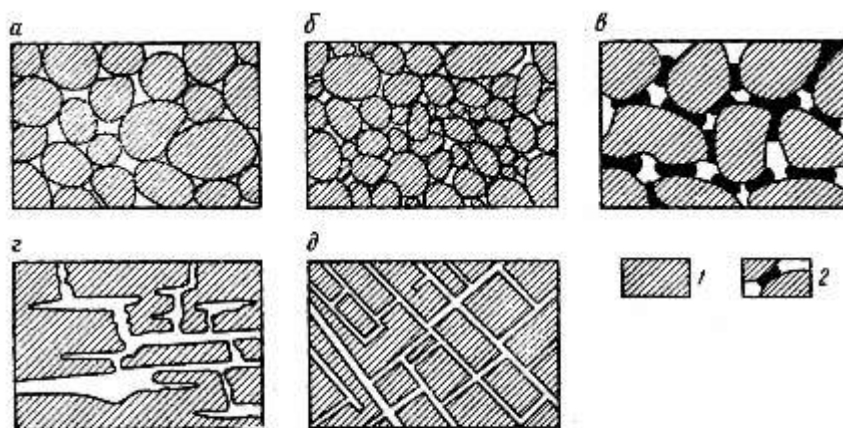


Рис. 22 Типы пустотного пространства.
 Межзерновое пустотное пространство (поры) в коллекторах
 а — хорошо отсортированных, б — плохо отсортированных,
 в — с цементирующим материалом; г — пустоты выщелачивания;
 д — трещины. 1 — порода; 2 — цемент

Первичные поры формируются в процессе образования породы. К ним относятся поры: межзерновые — между обломками в осадочной породе; межкристаллические — по плоскостям спайности; биогенного происхождения — образовавшиеся после распада органического вещества; межслоевые — между плоскостями напластования осадочных пород.

Вторичные поры образуются в результате воздействия на породу различных факторов. Среди вторичных пор различают: трещинные, возникшие в результате дробления плотных пород при тектонических движениях; эрозионные, образовавшиеся под действием экзогенных

процессов выветривания; выщелачивания, возникающие при растворении и уносе растворимых минералов потоками подземных вод.

Различные породы обладают пористостью 20—30 % и более. Пористость хорошо отсортированных песков может составлять 15—20 %, а некоторых разновидностей сухой глины даже 50—60 %. Однако опыт показывает, что далеко не все породы, обладающие пористостью, могут пропускать через себя жидкость или газ. И действительно, величина пористости никак не отражает характер соединения пор между собой, а следовательно, и фильтрационную способность породы. Это свойство горных пород характеризуется проницаемостью.

За единицу проницаемости в Международной системе единиц принимается проницаемость пористой породы, при фильтрации через образец которой площадью 1 м^2 и длиной 1 м при перепаде давления 1 Па расход жидкости вязкостью 1 Па·с составляет $1 \text{ м}^3/\text{с}$. Физический смысл размерности заключается в том, что проницаемость характеризует площадь сечения каналов пустотного пространства, по которым происходит фильтрация.

Между пористостью и проницаемостью существует довольно сложная зависимость, однако проницаемость породы определяется не только объемом пустотного пространства, но и формой, размерами пор и трещин, характером их соединения между собой. Этим можно объяснить тот факт, что не всегда значительная пористость обеспечивает высокую проницаемость породы. Например, глины нередко имеют пористость не меньшую, а даже большую (до 50—60 %), чем крупнозернистые пески (до 30 %), а оказываются практически непроницаемыми. Обусловлено это тем, что размеры пор у глины настолько малы, что большая часть влаги находится в них в капиллярном состоянии, т. е. не способна свободно перемещаться по пласту.

Все горные породы в той или иной степени способны пропускать воду, однако степень проницаемости их различна. По степени проницаемости горные породы подразделяются на три группы. К первой

относятся проницаемые породы, через которые вода фильтруется наиболее легко. Это — пески, гравий, галечники, трещиноватые разности других пород. Вторая группа объединяет полупроницаемые породы — супеси, лёсс, неразложившийся торф и др. К третьей группе относятся практически непроницаемые породы — глины, плотные глинистые сланцы, аргиллиты, сцементированные осадочные породы, нетрещиноватые разности магматических и метаморфических пород, а также породы, находящиеся в зоне многолетней мерзлоты. Породы первой и второй групп составляют пласты-коллекторы, породы третьей группы образуют пласты-водоупоры.

Происхождение и состав подземных вод

Подземные воды по происхождению подразделяются на следующие типы: инфильтрационные, конденсационные, седиментационные (или реликтовые), магматогенные (ювенильные).

Инфильтрационные воды. Образуются в результате просачивания (инфильтрации) атмосферных осадков или вод рек и озер по порам и трещинам горных пород. Общий объем воды, выпадающей на поверхность Земли в течение года, оценивается в 108,4 тыс. км³. Из них более двух третей (71,1 тыс. км³) испаряется, т. е. возвращается в атмосферу, а одна треть (37,3 тыс. км³) формирует поверхностный сток; часть этого стока, расходуемая на увлажнение почв, проникает в пласты-коллекторы, образуя инфильтрационные воды.

Конденсационные воды. Их происхождение объясняют конденсацией атмосферной влаги в порах и трещинах пород в условиях резких суточных колебаний температуры пустынь.

Седиментационные (реликтовые) воды. Образуются за счет захоронения вод древних бассейнов совместно с накопившимися в них осадками. Большая часть осадочных горных пород образовалась из осадков, которые формировались в водной среде. Воды этих древних морских или озерных водоемов могли сохраниться в осадках и в сформировавшихся из них породах или просочиться в окружающие породы. В том и другом случае

такие подземные воды относят к седиментационным, или реликтовым. В зависимости от того, остались реликтовые воды на месте или переместились в другие толщи, их подразделяют на две разновидности. К первой относят так называемые сингенетичные подземные воды, которые были захоронены одновременно с заключающим их осадком. Они составляют только одну часть захороненных совместно с осадком вод. Другая их часть при уплотнении осадка отжимается в перекрывающие или подстилающие толщи. Эти подземные воды называют эпигенетичными.

Магматогенные (ювенильные) подземные воды. Поступают они из глубинных недр земной коры, их происхождение связано с остыванием расплавленной магмы.

Подземные воды, как правило, содержат растворенные соли. Суммарное их количество в единице объема называют общей минерализацией вод. Насыщение подземных вод различными солями происходит в процессе сложного взаимодействия подземных вод и горных пород, по которым они движутся. Подземные воды, растворяя легкорастворимые соединения, переносят их на большие расстояния и при определенных условиях могут осаждать в виде минералов в пустотах горных пород или у выходов подземных вод на поверхность.

Подземные воды, как правило, содержат растворенные соли. Суммарное их количество в единице объема называют общей минерализацией вод. Насыщение подземных вод различными солями происходит в процессе сложного взаимодействия подземных вод и горных пород, по которым они движутся. Подземные воды, растворяя легкорастворимые соединения, переносят их на большие расстояния и при определенных условиях могут осаждать в виде минералов в пустотах горных пород или у выходов подземных вод на поверхность.

Крупнейший советский геохимик В. И. Вернадский подразделил все природные воды по степени их минерализации на пресные, солоноватые, соленые и рассолы. Согласно этой классификации пресные воды содержат

меньше 1 г/л растворенных солей; солоноватые — 1—10 г/л; соленые — 10—50 г/л; рассолы — более 50 г/л.

Помимо количественных показателей при классификации подземных вод используют данные о химическом составе растворенных в них солей. Подземные воды классифицируют по химическому составу на основании преобладающих анионов и катионов. Наиболее распространенными классами вод, выделенными по преобладающим анионам, являются: гидрокарбонатные ($\text{HCO}_3^- > 25$ %-экв), сульфатные ($\text{SO}_4^{2-} > 25$ %-экв), хлоридные ($\text{Cl}^- > 25$ %-экв), сложного состава (сульфатные гидрокарбонатные, хлоридные гидрокарбонатные и т. д.).

Если при классификации вод используют данные о составе солей, то выделяют воды гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные магниевые, сульфатные кальциевые, хлоридные кальциевые и т. д. Таким образом, при полной характеристике подземных вод указывают их класс по степени общей минерализации и тип по составу преобладающих анионов и катионов. Например, характеризуя воды глубокозалегающих водоносных горизонтов европейской части СССР, отмечают, что они представлены рассолами с общей минерализацией 270—350 г/л, хлоридными натриевыми и хлоридными натриево-кальциевыми по составу.

В верхних слоях земной коры в общем случае устанавливается четко выраженная вертикальная гидрохимическая зональность: сверху вниз располагаются зоны гидрокарбонатных, сульфатных и, наконец, хлоридных вод.

Условия залегания подземных вод

По условиям залегания обычно выделяют следующие типы подземных вод:

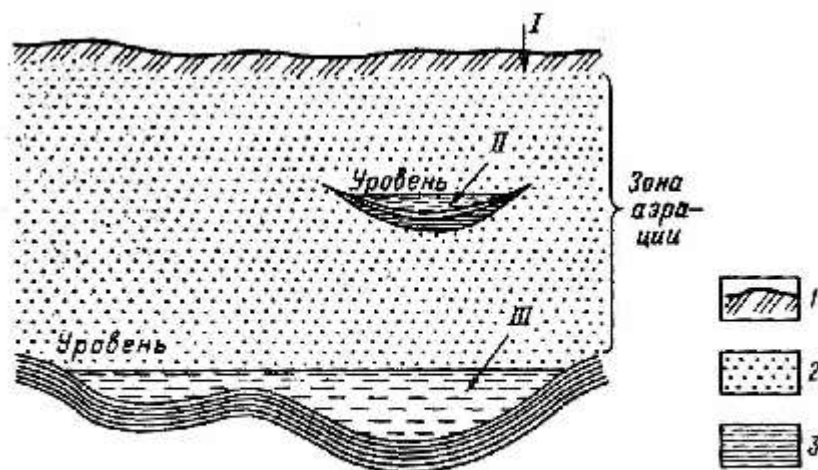


Рис. 23. Схема залегания почвенной воды (I), верховодки (II) и грунтовой воды (III). 1 - почва, 2 - пески, 3 - глины

Воды верховодки.

Верховодкой называется подземная вода, залегающая на небольшой глубине в зоне аэрации — зоне свободного проникновения воздуха. Обычно верховодка не имеет сплошного распространения, а образует сравнительно небольшие линзы, которые подстилаются водоупорными породами (рис. 23). Мощность таких линз верховодки обычно не превышает 0,5—1 м, реже достигает 2—3 м. Здесь вода находится уже в гравитационной форме и обладает уровнем. Уровень воды верховодки подвержен значительным колебаниям, чем и объясняется ее исчезновение в колодцах в районах с засушливым климатом.

Грунтовые воды. Атмосферные воды, просачиваясь сверху вниз до водоупора, а затем перемещаясь в горизонтальном направлении, постепенно заполняют все пустоты горной породы. Так возникают водоносные горизонты (рис. 23).

Водоносным горизонтом называется пласт или слой породы, в котором поры, пустоты и трещины заполнены водой. У каждого такого пласта имеются кровля и подошва. Если пласт не полностью заполнен водой, то под водоносным горизонтом понимают лишь его водонасыщенную часть. *Первый от земной поверхности постоянный водоносный горизонт называется горизонтом грунтовых вод.* Грунтовые воды обладают свободной поверхностью — зеркалом, или уровнем грунтовых вод. Этот уровень

непостоянен. Обычно он повышается в дождливые и понижается в засушливые периоды. Если уровень грунтовых вод на каком-то участке поднимается до земной поверхности, то здесь образуется болото.

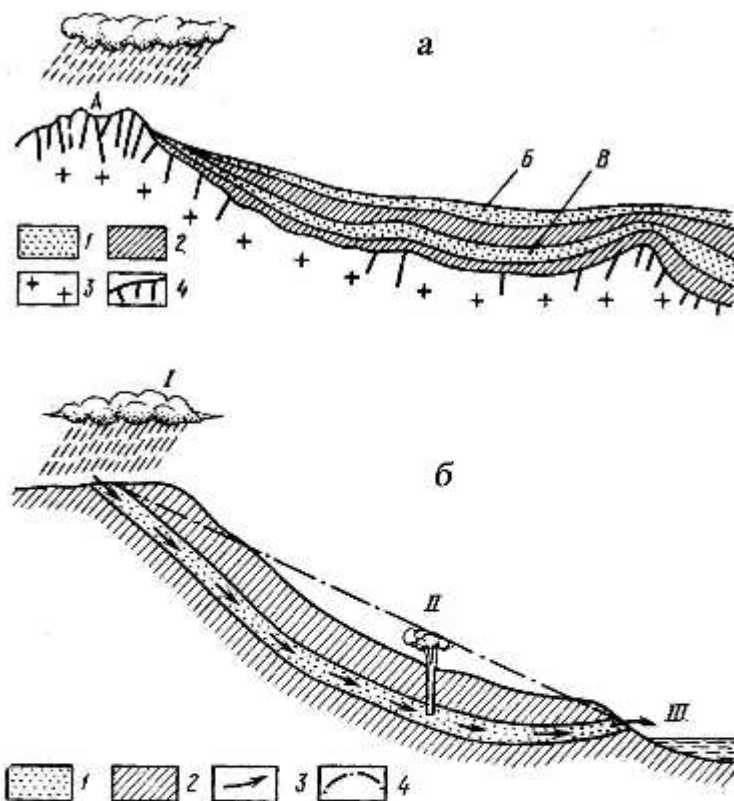


Рис. 24 Гидрогеологические бассейны: а – трещинных и пластовых вод (А – трещинных и жально-трещинных вод; Б – почвенных вод; В – пластовых вод. Породы: 1 – коллекторы, 2 – водоупоры, 3 – магматические, 4 – система трещин в магматических породах); б – межпластовых вод (I – питания; II – напора; III – разгрузки. Породы: 1 – пласт-коллектор, 2 – глинистые пласты, 3 – направление движения в коллекторе, 4 – пьезометрическая поверхность)

В целом грунтовые воды характеризуются наличием свободной водной поверхности — уровня, наличием только одного, подстилающего, водоупора и отсутствием напора.

Межпластовые (пластовые) воды. Отличие межпластовых вод состоит прежде всего в том, что они заключены между двумя водоупорами, т. е. ограничены ими и сверху (со стороны кровли) и снизу (со стороны подошвы). Водоносные горизонты, содержащие межпластовые воды, обычно характеризуются обширной областью распространения, часто измеряемой

тысячами квадратных километров. При этом они залегают на значительной глубине, выходя на поверхность лишь на периферии.

Подземные воды вместе с вмещающими их породами образуют *гидродинамические системы*, которые делятся на безнапорные и напорные.

Безнапорные гидродинамические системы обычно характерны для бассейнов грунтовых вод, не обладающих естественным напором.

В пределах *напорных* систем атмосферные воды попадают в проницаемый пласт в районах, где он обнажается на поверхности, в так называемой области питания. Постепенно атмосферная влага проникает вглубь и полностью насыщает весь пласт. Перемещаясь по пласту, вода достигает других участков выхода его на поверхность и самоизливается, образуя источники подземных вод. Это *область разгрузки*, или *дренажа* пластовых вод. В зависимости от рельефа и высотного положения областей питания и разгрузки в центральной, наиболее прогнутой части бассейна могут существовать условия, благоприятные для создания напора, т.е. самопроизвольного излияния воды под давлением (рис. 24,а).

Таким образом, в центральной части бассейна образуется *область напора*, в пределах которой вода из скважин способна изливаться в виде фонтана. Высота подъема воды зависит от расположения скважин относительно областей питания и дренажа и от гидростатического уровня.

Гидростатическим (пьезометрическим) уровнем называется воображаемая поверхность, проходящая через область питания и разгрузки и определяющая высоту подъема воды в данном месте (рис. 24). Пьезометрический уровень обычно выражается в абсолютных отметках по отношению к уровню моря. Выше этого уровня артезианская вода при фонтанировании подняться не может.

Другой характеристикой области напора является гидростатический (пьезометрический) напор, под которым понимают высоту столба воды от

кровли водоносного горизонта до пьезометрического уровня. Пьезометрический напор выражается в метрах.

Воды нефтяных и газовых месторождений

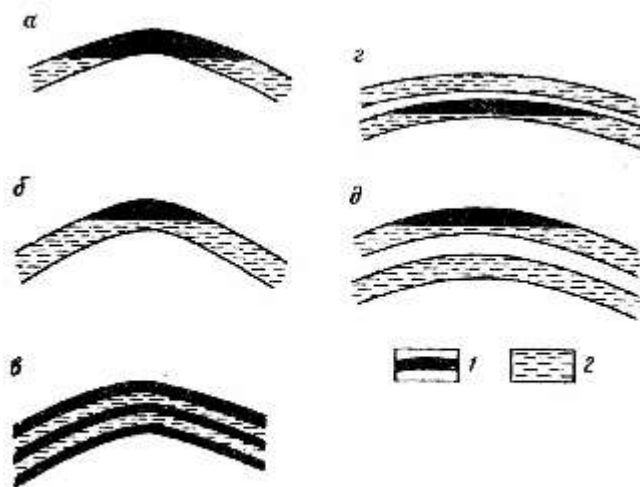


Рис. 25. Схемы залегания пластовых вод нефтяных и газовых месторождений.

1 – нефть; 2 – вода

Пластовые воды нефтяных и газовых месторождений, согласно классификации М. А. Жданова и др. (1966 г.), подразделяются по отношению к залежи нефти или нефтеносному пласту на несколько разновидностей: нижняя краевая вода располагается в пониженных частях нефтяного пласта, подпирает нефтеносную залежь (рис. 25, а); подошвенная — в нижней, подошвенной, части нефтяного пласта в пределах всей структуры, включая ее сводовую часть (рис. 25, б); промежуточная вода приурочена к водоносным пластам или пропласткам в нефтяном пласте, являющимся единым объектом разработки (рис. 25, в); верхняя — к чисто водоносным пластам, залегающим выше нефтяной залежи (рис. 25, г); нижняя — к чисто водоносным пластам, залегающим ниже нефтяной залежи (рис. 25, д).

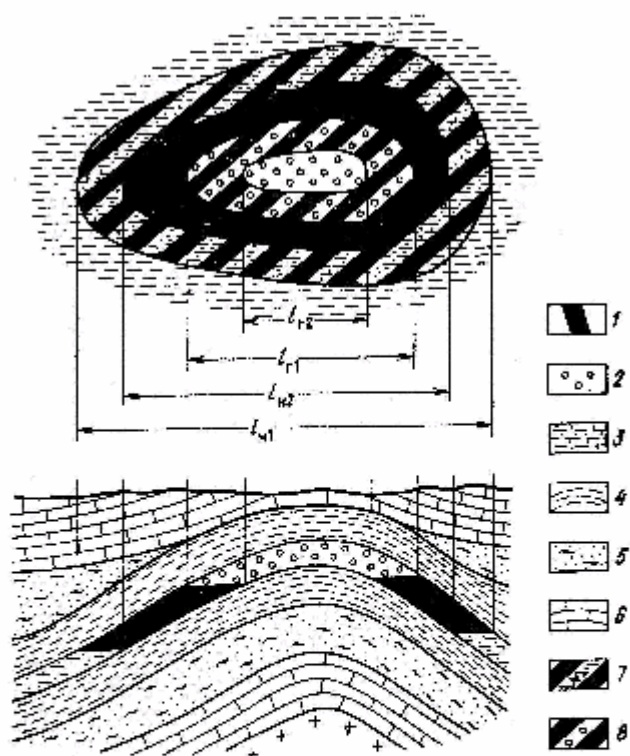


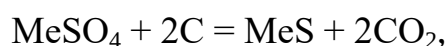
Рис. 26 Положение контуров газоносности и нефтеносности. Части пласта: 1 — нефтенасыщенная; 2 — газонасыщенная; 3 — водонасыщенная; 4 — глины; 5 — алевроиты; 6 — известняки; зоны: 7 — водонефтяного контакта, 8 — газонефтяного контакта; $l_{г1}$, $l_{г2}$ — внешний и внутренний контуры нефтеносности; $l_{н1}$, $l_{н2}$ — то же, газоносности.

На нефтяных и газовых месторождениях нефть и газ залегают совместно с подземными водами. При этом происходит их естественная сепарация по плотности: самое высокое положение занимает газ, ниже залегает нефтенасыщенная часть пласта, а еще ниже — водонасыщенная. Эти участки пласта условно отделяются друг от друга поверхностями газонефтяного (ГНК) и водонефтяного (ВНК) контактов. Указанная способность газа, нефти и воды к естественной сепарации является причиной того, что в естественных условиях нефть и газ обычно находятся в так называемых ловушках. Наиболее распространены ловушки структурного типа — выпуклые изгибы пластов, перекрытые непроницаемыми породами (рис. 26).

Наличие в нефтяных месторождениях изолированных газовых залежей и многообразие типов подземных вод обуславливают и различное положение

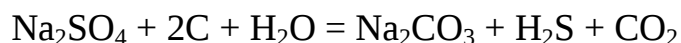
контактов между газом, нефтью и водой. В частности, для нижних краевых вод положение контакта нефть—вода определяется двумя контурами: внешним и внутренним (см. рис. 26). Внешний контур проводится по кровле нефтеносного пласта, а внутренний — по подошве. Часть пласта, расположенная между внутренним и внешним контурами нефтеносности, содержит вверху нефть, внизу воду и называется приконтурной зоной.

Геологи-нефтяники постоянно изучают подземные воды нефтяных и газовых месторождений, их динамический режим и химический состав. Следует отметить, что подземные воды указанных месторождений, как правило, характеризуются повышенной минерализацией. По составу эти воды обычно относятся к типу хлоридных кальциевых (хлоркальциевых), реже гидрокарбонатных натриевых. Они отличаются повышенным содержанием ионов йода, брома, часто в них присутствует сероводород. К характерным особенностям вод нефтяных месторождений относятся отсутствие или весьма малое содержание сульфатов и наличие солей нафтенных кислот. Присутствие углерода органического происхождения в подземных водах нефтяных месторождений создает восстановительную химическую обстановку, приводящую к восстановлению сульфатов по схеме

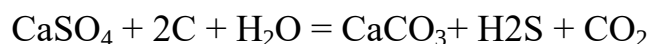


где Me — металлы, С — органический углерод (нефти, битума, газов).

В зависимости от металла реакция приводит к образованию различных соединений. Так, при восстановлении сульфата натрия



образуется растворимая в воде сода Na_2CO_3 , повышающая щелочность пластовых вод. При восстановлении сульфата кальция



образуется нерастворимый в воде кальцит CaCO_3 , выпадающий в осадок и ухудшающий коллекторские свойства пород в приконтурной зоне. Однако в любом случае выделяется сероводород, который впоследствии

реагирует с различными оксидами, образуя пирит, халькопирит и другие минералы группы сульфидов.

Процессу восстановления сульфатов — десульфатизации способствуют микроорганизмы — особые бактерии-десульфатизаторы, живущие в нефти. Среди них наиболее распространены *Vibrio desulfuricas* и *Vibrio thermodesulfuricas*.

Для установления общей минерализации пластовых вод определяют количество солей, растворенных в 1 л, т. е. массу сухого остатка, которая выражается в процентах по отношению к массе 1 л воды. Многочисленные анализы вод нефтяных и газовых месторождений показали, что их общая минерализация колеблется в довольно больших пределах. Например, в Грозненском районе она составляет 6,3 %, в районе Баку достигает 17 % и т. д.

В процессе разработки нефтяных месторождений положение контура нефть—вода меняется. Одной из задач разработки является обеспечение равномерного его продвижения. Дело в том, что пластовые воды с их напором играют роль источника энергии для вытеснения нефти из коллектора. Поэтому на начальной стадии эксплуатации месторождения скважины, вскрывшие нефтяную часть пласта, фонтанируют. По мере интенсивного отбора нефти давление в пласте постепенно падает, а контур нефть — вода перемещается к своду залежи. Для поддержания высокого давления в нефтяном пласте и продления наиболее экономичного фонтанного периода эксплуатации по периферии залежи (за контуром нефть — вода) бурят нагнетательные скважины, по которым в пласт закачивают воду, восстанавливая тем самым давление в пласте.

Изучение подземных вод нефтяных и газовых месторождений имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение. Результаты этого изучения используются для правильной, оценки перспектив нефтегазоносности территорий. Благоприятными гидрохимическими показателями при этом служат низкое содержание в водах сульфатов и

повышенное карбонатов, а также повышенная концентрация йода, брома, сероводорода в водах хлоркальциевого типа и т.д. Если подземные воды исследуемого района характеризуются указанными особенностями, это позволяет предполагать наличие здесь нефтяных, газовых или газоконденсатных месторождений.

Карстовые процессы

Геологическая деятельность, совершаемая подземными водами, заключается прежде всего в растворении минералов или горных пород, по которым они движутся. Растворяющая способность подземных вод значительно усиливается с повышением давления и температуры, а также при наличии растворенных в них газов. В частности, химически чистая вода оказывает на известняки незначительное растворяющее действие, но в присутствии углекислого газа агрессивность воды резко повышается.

Наиболее легко растворяются такие минералы, как галит, сильвин, кальцит, доломит, гипс и др. В районах распространения пород, сложенных этими минералами, вода, проникая по трещинам и порам, растворяет (выщелачивает) отдельные зерна минералов и после установления сквозного стока уносит их в растворенном виде. Таким образом, подземное выщелачивание приводит к образованию вторичных коллекторов из пород, которые формировались как водоупоры. По коллекторским свойствам вторичные коллекторы не только не уступают первичным, но часто и превосходят их.

Процессы растворения повторяются многократно, в результате во вмещающих породах образуется целая система соединяющихся пустот и каналов, в дальнейшем увеличивающихся в размерах. Так возникают карстовые пещеры.

Карстовые пещеры иногда достигают огромных размеров. Они широко распространены в СССР, США, Франции, Италии, Венгрии, Чехословакии, Югославии и других странах. Большое количество пещер (свыше сотни) известно в «кавернозных известняках», слагающих плато Кентукки (США).

Здесь расположена Мамонтова пещера, которая состоит из пяти ярусов каналов и гротов общей протяженностью свыше 300 км. В Европе крупнейшие пещеры длиной 40 — 60 км известны в Швейцарии (Хельхох) и Австрии (Айсризенвельт). Крупные пещеры имеются в Венгрии, Югославии, ГДР.

У нас в стране наиболее изучена Новоафонская карстовая пещера, расположенная в известняковом массиве на Черноморском побережье Грузии. Это одна из самых крупных исследованных карстовых полостей — здесь выявлено восемь залов длиной от 50 до 275 м и высотой до 97 м (рис. 27). Общая протяженность пещеры достигает 1840 м. В пещере имеются три озера, уровень воды в которых располагается на высоте 40—42 м над уровнем моря.

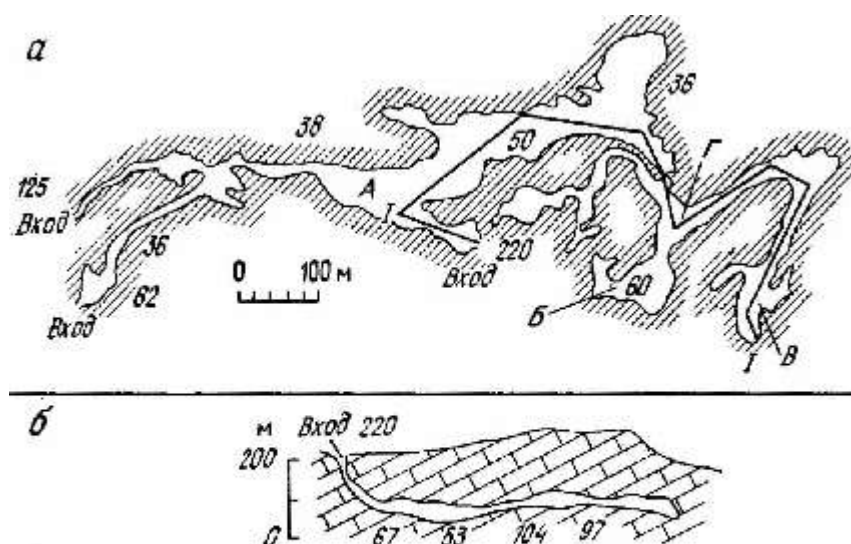


Рис. 27. Схема Новоафонской карстовой пещеры в плане (а) и в разрезе I-I (б). залы: А — Абхазия, Б — Храм, В — Тбилиси; арабские цифры — высота над уровнем моря.

Характерной

формой для карстовых пещер являются натечные образования, также связанные с деятельностью подземных вод. Среди натечных форм, которые чаще всего сложены кальцитом, выделяют сталактиты, сталагмиты, колонны, занавеси, перегородки и т. д. Образуются они следующим образом. Подземные воды, проходя через известняки, частично растворяют их и насыщаются бикарбонатом кальция $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Попадая в карстовые полости, обогащенные $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ подземные воды оказываются в условиях

более низкого давления, при котором происходят выделение избытка углекислоты, переход растворимого бикарбоната в нерастворимый карбонат кальция и выпадение последнего в осадок. Вследствие частичного испарения воды в пещере этот процесс интенсифицируется. Так образуются сталактиты, которые представляют собой удлиненные, растущие вниз от кровли пещеры подвески, напоминающие ледяные сосульки. Более толстые натечные формы, называемые сталагмитами, растут снизу вверх в результате падения капель на дно пещеры, частичного испарения воды, потери некоторого количества углекислоты и выделения нерастворимого CaCO_3 . Иногда, соединяясь, сталактиты и сталагмиты образуют натечные формы в виде колонн, занавесей и перегородок. На стенах карстовых пещер нередко возникают карнизы и каскады. На дне большинства пещер развиты многочисленные колодцы или отдельные озера. Иногда они соединяются и воды в виде потока движется по дну пещеры в направлении его уклона.

Многие пещеры состоят из большого количества гротов и залов, соединяющихся причудливыми галереями и располагающихся на разной высоте — в несколько этажей. Многоэтажность пещер обычно связана с изменением уровня грунтовых вод в зависимости от базиса эрозии местной речной сети. Понижение базиса эрозии сопровождается понижением уровня карстовых вод, что приводит к формированию нового этажа пещеры.

Большинство исследованных пещер связано с выщелачиванием известняков. Однако в мощных пластах, сложенных другими растворимыми минералами, также развиваются карстовые процессы. Примером этого может служить Кунгурская ледяная пещера, расположенная на западном склоне Урала в пределах бассейна р. Сылва в гипсах и ангидритах пермского возраста. Общая длина всех изученных ходов превышает 4,6 км. Внутри пещеры имеется большое количество озер, в том числе 19 крупных. Самое большое занимает площадь около 200 м². Характерными особенностями Кунгурской пещеры являются многоэтажность и низкая температура,

колеблющаяся от -2 до -3°C , что обуславливает в ней круглосуточное присутствие льда.

С течением времени на поверхности района, сложенного карстующимися породами, могут возникать различные формы карстового ландшафта. По условиям образования выделяются карстовые формы, связанные с выщелачиванием (карры) и с провалами и оседанием сводов пещер (воронки, колодцы, долины и поля).

Сначала на поверхности известнякового массива возникают глубокие борозды. Происхождение их связано с тем, что атмосферная вода, обогащенная углекислотой, проникает в трещины, растворяет их края, постепенно образуя небольшие углубления и промоины. С появлением направленного стока вод в промоинах и углублениях усиливаются процессы выщелачивания известняков, в результате образуется система борозд и желобков, разделенных узкими гребнями. Все эти формы и получили название карров.

Карстовые воронки представляют собой асимметричные чашеобразные углубления, диаметр и глубина которых изменяются от единиц до десятков метров. Округлые, пологие и не особенно глубокие воронки называются долинами. Нередко на дне карстовых воронок и других форм карстового рельефа встречаются глубокие отверстия, называемые понорами. Они представляют собой своеобразные вертикальные каналы, ведущие к подземным карстовым полостям внутри известнякового массива. Смыкаясь друг с другом, поноры образуют более крупные формы поверхностного карста — котловины и поля. Последние могут возникать также в результате провала кровли пещер. В рельефе поля выделяются обширными размерами, имеют вид замкнутых впадин с крутыми бортами и относительно плоским дном. Нередко такие депрессии заполняются водой, образуя карстовые озера.

Подземные воды не только растворяют горные породы, но и разрушают их механическим путем, выносят твердые частицы. Процесс выноса подземными водами твердых частиц из различных пород

называется механической суффозией. Чаще всего суффозии подвергаются глины, пески, рыхлые песчаники; при этом водоносные слои уменьшаются в объеме и проседают.

Таким образом, в результате суффозии возникают пониженные формы рельефа на поверхности земли.

Осадки подземных вод

Наряду с растворением и переносом отдельных твердых частиц подземные воды в благоприятных условиях откладывают осадки. Этот процесс может происходить как на земной поверхности у выходов источников, так и в пустотах пород водоносных пластов. Отложение осадков — одна из важнейших форм геологической деятельности, совершаемой подземными водами.

Осадки, отлагаемые подземными водами на земной поверхности. Среди осадков, которые откладываются подземными водами на поверхности, нужно назвать известковые и кремнистые туфы, поваренную соль, железные и марганцевые руды.

Известковый туф состоит из кальцита, который накапливается на поверхности у выходов источников. Выпадение CaCO_3 у выходов источников обусловлено теми же факторами, что и его выпадение при образовании сталактитов и сталагмитов. Реакцию выделения кальцита при образовании туфа можно записать по схеме



Выделение CO_2 и быстрое осаждение карбоната кальция определяют пористую текстуру известковых туфов, а соли, содержащиеся в подземной воде, окрашивают их в различные тона. Обычно окраска туфов белая или серая, но часто с ржавыми или бурыми пятнами, возникающими за счет оксидов железа. Наличие равномерно распределенных оксидов железа придает всей породе желтоватый цвет, а железомарганцевые соединения окрашивают туфы в яркие тона.

Известковый туф со сравнительно крупными пустотами носит название травертина. Он способен довольно быстро образовать оболочку на любых предметах, попавших в источники, — ветках, листьях, монетах и т. д. Поэтому отложения травертина часто используют для определения возраста по находкам в них листьев, цветочной пыльцы, спор вымерших растений и т. д. На склонах гор натеки травертина обычно образуют системы террас. Наиболее крупные натечные террасы высотой до 200 м связаны с термальными источниками Памуккале у г. Денизли в Турции. В СССР мощные толщи травертинов известны вблизи Крестового перевала на Военно-Грузинской дороге, а также в Пятигорске и других районах.

Железные руды — известны залежи бурых железняков, образование которых связано с геологической деятельностью подземных вод. Железные руды такого происхождения приурочены к выходам вод, обогащенных солями железа FeCO_3 или FeSO_4 . В этих условиях и, по-видимому, при участии бактерий происходит превращение FeCO_3 и FeSO_4 в $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 3\text{H}_2\text{O}$ — лимонит, который, откладываясь в больших количествах, образует пласты. Примером могут служить залежи железных руд Керченского и Таманского полуостровов, приуроченные к отложениям верхнего отдела юры.

Аналогично образуются марганцевые руды.

Осадки, откладываемые подземными водами в пустотах горных пород. Выше приводились примеры осаждения карбоната кальция в виде сталактитов и сталагмитов, колонн и других форм в карстовых пещерах. Таким же путем из подземных вод, заполняющих мелкие пустоты, выделяются растворенные в них химические соединения, цементирующие галечники, щебень, пески и другие рыхлые породы. Цементирующим веществом при этом часто бывают CaCO_3 , $\text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$, FeCO_3 и др. В результате цементации образуются новые породы — конгломераты, брекчии, песчаники и др. При цементации соли из растворов осаждаются в поровом пространстве между частицами осадка или породы. Таким образом из рыхлых песков образуются известковые, кремнистые или железистые

песчаники в зависимости от характера цемента, отложившегося между зернами породы. Цементация отложений минеральным веществом, выделившимся из подземных вод, может происходить на разных глубинах; ведущим фактором в этом процессе является высокая минерализация подземных вод.

Оползни

Смещения горных пород на крутых склонах бывают весьма различными как по характеру, так и по масштабу. В частности, выделяют мелкие смещения, или оплывины, крупные смещения, или оползни, и внезапные обрушения огромных массивов горных пород, или обвалы, которые обычно происходят в горных районах. Наибольшее значение имеют оползни, широко распространенные в природе. Оползень — это естественное перемещение массивов горных пород под влиянием силы тяжести, в результате деятельности подземных вод и при наличии в разрезе горизонтов пластичных глин. В ненарушенном состоянии такие глины мало отличаются от обычных. Однако при механическом воздействии и увлажнении они приобретают высокую пластичность.

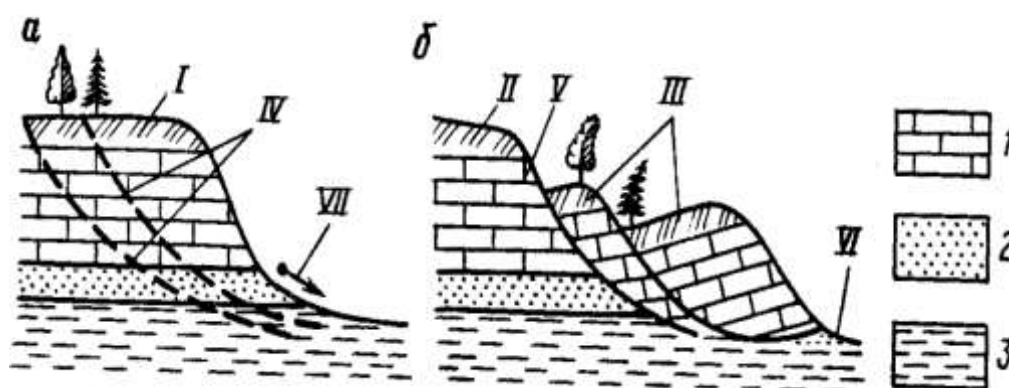


Рис. 28. Схема образования оползня.

Положение склона: а — до оползня; б — после оползня. 1 — известняки; 2 — пески; 3 — глины. I — первоначальное положение склона; II — ненарушенный склон; III — оползневые тела; IV — поверхности скольжения;

V — надоползневый уступ; VI — подошва оползня; VII — источник

Показанный на рис. 28 обрывистый склон сложен плотными и тяжелыми карбонатными породами. В основании склона обнажается водоносный горизонт с источником. Водоупором служат пластичные (плавунные) глины, которые под действием влаги и давления вышележащей толщи становятся «текучими». Из водоносного слоя в результате суффозии водой выносятся мелкие частицы песка, в связи с чем склон медленно оседает. В этих условиях в какой-то момент породы, залегающие над водоносным слоем, под действием силы тяжести могут оторваться и сползти. Поверхность, по которой происходит отрыв и смещение масс горных пород, получила название поверхности смещения, или скольжения. В результате оползания массивы горных пород разбиваются на отдельные глыбы, которые обычно называют оползневыми телами. Как правило, поверхность первоначального склона после оползания наклоняется в сторону, противоположную движению оползня. При этом стволы деревьев, постройки и т. д. наклоняются в ту же сторону

Вопросы для самопроверки

1. ***В каких фазах находится вода в горных породах?***
2. ***Что такое пористость и проницаемость и как делятся горные породы по этим признакам?***
3. ***Как подразделяются подземные воды по происхождению и условиям залегания?***
4. ***Чем отличаются грунтовые воды от артезианских?***
5. ***Чем характеризуются воды нефтяных и газовых месторождений?***
6. ***Что такое карст?***
7. ***Какие осадки отлагаются подземными водами?***
8. ***Какова природа оползней?***

Геологическая деятельность ветра (эоловая)

В 1806 году впервые английский адмирал Бофорт разработал 12-бальную классификацию или шкалу ветров, где определялась скорость и

направление ветра. Эта схема просуществовала до 1946 года. Позднее разработали 17-ти бальную систему или шкалу современных ветров по их скорости и направлению.

Какие же факторы влияют на образование ветров:

1. перепады температур (суточные, сезонные);
2. количество осадков;
3. интенсивность испарения;
4. присутствие или отсутствие насаждений или лесных массивов;
5. наличие рыхлых продуктов выветривания, влияющих на скорость ветра при переносе.

Какие ветра бывают на нашей планете:

МУССОНЫ – ветра, дующие летом с океана на сушу, зимой с суши на океан.

ПАССАТЫ – местные экваториальные ветра.

ЦИКЛОНЫ – мощные вихри, охватывающие территорию диаметром до 1500-3000км, с высотой воздействия ветра (вихря) до 20км. Движение атмосферы в циклоне отклоняется в результате ротационного движения Земли по часовой стрелке в южном полушарии, против часовой стрелки в северном полушарии. В центре циклона давление наименьшее, поэтому движение воздушных масс направлено с периферии к центру циклона.

АНТИЦИКЛОН – то же, что и циклон, только в центре располагается зона высокого давления, и движение воздушных масс направлено от центра к периферии

В Забайкалье, как правило, господствуют антициклоны.

ТОРНАДО – гигантские вихри - воронки, образующиеся над водой, затягивающие во внутрь воронки воду и другой попавший в зону действия материал. Диаметр самой воронки может достигать 2-3 км.

СМЕРЧИ – гигантские вихри - воронки, образующиеся над сушей, затягивающие во внутрь воронки попавший в зону действия материал и предметы. Диаметр воронки, как и у смерча, может достигать 2-3 км.

Как правило, смерчи и торнадо возникают при грозах. Часты излияния и выбросы захваченного вихрем материала.

АФГАНЕЦ – постоянные ветры, поражающие равнины Средней Азии.

СИРОККО – ветры, периодически иссушающие прибрежные районы Средиземного моря.

Ветровая деятельность активна там, где нет растительности, т.е. в степных районах и пустынях. При этом образуются особые формы рельефа, называемые ЭОЛОВЫМИ (Эол – бог ветра в греческой мифологии). Примером может служить барханно-грядовый рельеф песчаных пустынь Средней Азии, Аравийского полуострова и африканской Сахары, образованный в результате перевеивания песчаных отложений.

Пустыни – это царства ветра. 20% рельефа планеты составляют именно пустыни. Направление ветров в пустынях направлено с центра на периферию. Существуют песчаные, каменистые, солончаковые, лессовые, глинистые пустыни.

ПЕСЧАНЫЕ ПУСТЫНИ – хорошо отсортированные кварцевые пески или мономинеральные пески. Характерный признак песков пустыни – это матовость и кавернозность, образующиеся из-за постоянного столкновения частиц между собой при движении ветром. Примером песчаных пустынь могут служить пустыни Кара-Кум, Кызыл-Кум, Сахара.

КАМЕНИСТЫЕ ПУСТЫНИ ИЛИ ГАМАДЫ – щебень, покрытый так называемым «пустынным загаром», черным железистым налетом. Влага поднимается в таких пустынях по капиллярам. Примером может служить пустыня Гоби (Монголия).

СОЛОНЧАКОВЫЕ ПУСТЫНИ ИЛИ СОРЫ, ШОРЫ – пустыни, где преобладают засоленные почвы или грунты. Примером может являться пустынные области в районе залива Кара-Богаз-Гол, пустыня Атакама в

Северной Америке. В солончаковых пустынях возникают белые бури или соляные бури.

ЛЕССОВЫЕ ПУСТЫНИ – пустыни, образованные карбонатно-глинистой породой – лессом. Примером может служить Китайское лессовое плато или лессовая пустыня в районе устья реки Хуанхе в Южном Китае. Хуанхе вытаскивает лесс из района пустыни Гоби и собирает его в своем устье.

ГЛИНИСТЫЕ ПУСТЫНИ – образованные в результате пересыхания глинисто-илистых озер – такыров. По всей поверхности пустынных участков образуются трещины усыхания – такыры. Как правило, по занимаемой площади - это небольшие участки пересохших озер или заливов.

Кроме того, встречаются комбинированные пустыни, например песчано-каменистая пустыня Гоби (на большей площади каменистая, участками – песчаная).

Д.В. Наливкин рассмотрел характеристику ветровых бурь пустынь:

- черные бури возникают в районах опустыненных целинных земель (районы Казахстана, где была распаханна целина), где ветры уносят весь чернозем;

- бури Сирокко – бурые, коричневые, красные ветры, возникающие в пустынях на границах раздела отложений: глин и солончаков, песков и глин;

- белые бури или соляные бури в солончаковых пустынях.

В песчаных пустынях в результате деятельности ветра образуются **ДЮНЫ** – песчаные холмы, высотой 30-50метров, где один склон 10-20 градусов, второй склон естественного откоса песка – 35 градусов. Барханы передвигаются по территории пустынь. В Каракумах, Кызылкумах образуются дюнные поля. В Гоби на вершине бархана произрастает пустынное растение – хармак, вытягивающий соли, удерживающий влагу и предохраняющий дюны от передвижения.

БАРХАНЫ – песчаные холмы, имеющие серпообразную форму рельефа (рис.), с грядой по направлению ветра и углом естественного откоса

песка в 35 градусов. Высота барханов от 10-15 до 30 метров, диаметр от 100 до 1000 метров. Барханы, как и дюны, в результате ветровой деятельности, образуют гряды.

Совершенно иным образом происходит ветровое развеивание плотных горных пород. Сильный ветер может вызывать обрушение отвесных скал, способствовать возникновению обвалов, камнепадов, но разрушение поверхности горных пород происходит не в результате ударов воздушных масс, а воздействием мелких твердых частиц, переносимых ветром. Такая работа твердых частиц называется КОРРАЗИЯ - процесс обтачивания горных пород (от латинского «обтачиваю»). В результате корразии образуются ниши в горных породах, формы ячеистого выветривания. Если имеет место переслаивание пород различной прочности, то останцовые выступы приобретают причудливую форму в зависимости от прочности отдельных слоев. Как правило, это грибообразные формы. Качающиеся скалы и т.д. (рис.).

Процесс разрушения горных пород под действием ветра называется – ДЕФЛЯЦИЯ (выдуваю). Способ разрушения - ветер, поднимая в воздух песчинки, как бы обтачивает ими встречающиеся на пути горные породы – КОРРАЗИЯ.

Больше всего происходит процессов дефляции и корразии в зонах пустынь. Как правило, гасит ветер рельеф и растительность.

Почему телеграфные столбы внизу цементные, а сверху – деревянные? Высота цементного основания определяется активностью ветровой деятельности данного региона (как правило, это высота до 1,5-2м).

При скорости ветра 6,5 м/сек – перенос пыли,

При скорости ветра 10 м/сек – перенос песка,

При скорости ветра 20 м/сек – перенос мелкой щебенки,

При скорости ветра до 30 м/сек – перенос крупного обломочного материала.

При переносе крупного материала сам перенос осуществляется волочением, скачкообразными движениями. Такой процесс называется САЛЬТАЦИЯ – перенос продуктов выветривания скачками.

Геологическая деятельность океана

После великих океанических путешествий в конце 18 века французским гидрографом Кларэ де Флорие было предложено понятие Мирового океана, как совокупность всех океанов, внешних и внутренних морей. В 1875 году Э.Зюсс представил понятие Мирового океана, как жидкую земную оболочку и назвал ее гидросферой.

При средней глубине Мирового океана в 3,8 км пространство, занятое водой океанов и морей равно 361 млн кв.км из 510 млн кв. км всей земной поверхности. Мировой океан составляет почти 71% поверхности Земли. При изучении курса общей геологии в специализированных вузах отдельно отпочковалась геология моря, так как значение Мирового океана для жизни планеты в целом невозможно недооценить. Средняя соленость вод Мирового океана составляет 35 промиллей, в отдельных случаях повышаясь до 47 промиллей в местах, где подходят аридные климатические зоны, и понижаясь в устьях крупных рек. В устьях рек увеличивается содержание $MgCl_2$. В морской воде преобладает хлористый натрий - 78,32%, далее идут хлористый магний - 9,44%, сернокислый магний - 6,4%, сернокислый кальций - 3,94%, хлористый калий - 1,6%, углекислый кальций - 0,04%, кремнезем - 0,009%. В ничтожных количествах присутствуют бром, иод, марганец, свинец, медь и золото.

Из растворенных в воде газов преимущественное количество - это кислород и углекислота, реже аммиак и сероводород (на дне).

Давление в океане возрастает на 1 децибар с каждым метром глубины. На глубине 10км давление равно приблизительно в 1000 атмосфер.

Температура воды определяется в основном солнечной радиацией. На поверхности океана температура колеблется от -1,8 градуса (температура замерзания морской воды) до +28 градусов в тропиках. На больших глубинах

температура не превышает +2-3 градуса, а в полярных морях колеблется от - 0,7 до -1,6 градусов.

Средняя глубина вод Мирового океана - 3,840 км, максимальная глубина - 11535 м (Марианская впадина).

Под океанами всегда двуслойная океаническая кора - базальты и осадочный чехол, под континентами трехслойная - базальты, граниты, осадочный чехол. Существуют острова, где присутствует гранитный слой - это остатки древних континентов.

Воды в океанах постоянно передвигаются. Все движения вод океана можно свести к трем основным группам: 1. приливно-отливные, 2. течения и 3. волнения. Приливно - отливные движения происходят под действием притяжения Солнца и Луны и выражается в перемещениях воды приливно-отливными движениями. Морские течения возникают под действием силы тяжести, давления, действия ветра, центробежной и отклоняющей силы вращения Земли (силы Кориолиса). Постоянные течения в морях образуют замкнутые круговые системы, ограниченные очертаниями берегов. К ним же относятся дрейфовые течения, вызванные ветрами постоянного направления. Волнение максимально приближено к берегам.

Направление гребней волн называется **ФРОНТОМ ВОЛНЫ**. Наибольших размеров волны достигают в океанах - до 400м длины, 13 м высоты с периодом 17-18 сек и скоростью до 22 м/сек. В закрытых морях они значительно меньше.

С моретрясениями связаны **ЦУНАМИ** - гигантские волны, со скоростью 500-700 км/час, высотой до 60м, ударная и разрушительная сила которых огромной мощности.

Для океанов характерно явление **АПВЕЛЛИНГА** (круговорот или перемешивание вод океанов с различными температурами и другими составляющими. При этом теплые воды поднимаются вверх, холодные опускаются вниз, воды с полюсов двигаются к экватору. Один круг в Тихом океане воды проходят за 2500 лет, в Атлантике - за 1500 лет).

Основные элементы рельефа океанического дна.

По глубине дно океана разделяют на следующие морфологические элементы:

1. материковую или континентальную отмель (шельф) с глубинами 0-200м. Это прямое продолжение береговых равнин соседних материков. Средняя ширина материковых отмелей 68 км, средний уклон дна в сторону моря – 5-7 градусов. На открытых шельфах преобладают пески, в закрытых бухтах или перед бухтами больших рек - илы. У скалистых берегов, как правило, скалистое дно с гравием, галькой или щебенкой. На шельфе находятся подводные дельты рек, по берегам морские террасы, косы, отшнурованные от берега валы, прибрежные пляжи. На шельфе обязательно присутствует разнообразная биота. До глубины 54 м - масса прикрепленных растений, так как до этой глубины проходит свет с поверхности, поэтому идет процесс фотосинтеза. От 54 до 100 метров глубины - сумерки, где обитают только красные водоросли, далее до 11 км глубины - тьма, где на дне в черных и белых курильщиках обитают только венстиментиферы, которые питаются за счет сероводородных бактерий, образующихся при извержениях вулканов.

2. Для зоны шельфа выделяются БЕНТОННЫЕ СООБЩЕСТВА или БЕНТОС - это придонная фауна - зарывающаяся, придонно плавающая, ползающая, цементирующаяся и т.д.. В толще воды максимум до 100 метров глубины обитают пассивно плавающие животные и растения - ПЛАНКТОН и активно плавающие животные - НЕКТОН (рыбы, кальмары и др.). Это морские царства жизни. Основные рифостроители этой зоны - кораллы - стеногалинные, стенобатные, стенотермные животные, обитающие на глубинах до 15-20 метров (стено - постоянный, эври - широкий).

3. материковый или континентальный склон с глубинами 200-2500 м. Это крутые откосы, с каньонами и провалами, имеющие, в среднем, глубину погружения около 3660м. Средний угол наклона

материковой отмели вдоль пологих берегов не очень крут, в среднем составляет 4-10 градусов, у горных берегов равен величине уклона горных цепей. Для него характерно наличие массы рывин, каналов, каньонов, русел подводных рек, начинающихся на шельфе. Потоки подводных рек, несущих массу обломочного материала, называются - ТУРБИДИТЫ. Они начинаются на шельфе и заканчиваются у подножия континентального склона. Скорость потоков до 70-90 км/час. Осадки представлены в основном илами, составляющими около 60%, песками - 25%, гравием - 10%. В остальных случаях - это органогенные отложения (ракушняк). Редкая обитающая здесь фауна имеет те же сообщества, что и на шельфе. В основном это бентонные формы.

4. ложе Мирового океана или АБИССАЛЬ с глубинами 2500-11000 м. На глубинах до 4,5 км живут, падают на дно и захороняются животные, имеющие кальциевый и кремнистый состав раковины. Ниже 4,5 км остаются лишь кремнистые раковины, так как известковистые раковины растворяются. Эту границу называют СНЕГОВОЙ ЛИНИЕЙ (рис.). Это центральная часть океана, океанические впадины, СОХи.

5. глубокоководные впадины (ложбины) с глубинами свыше 6000м.

Образование островных дуг сопряжено с океаническими желобами. Наиболее ярко ОД и ОЖ развиты в Тихом океане вдоль Азиатского побережья. На всех ОД и под водой, как правило, вулканы. Подводный вулканизм образует базальтовые лавы или ТОЛЕИТЫ.

Подводные возвышенности разделяют воды Мирового океана на четыре океана - Индийский, Тихий. Атлантический. Северный Ледовитый (сейчас добавлен Южный или Антарктический) - (рис.).

ТИХИЙ ОКЕАН

Самым древним является Тихий океан, под его поверхностью нет гранитного слоя. Это самый большой по площади и максимальным глубинам океан. Средняя температура на поверхности - 28 градусов. Средняя глубина

Тихого океана - 3,94 км, максимальная глубина - 11,535 км (впадина Минданау). В Тихом океане расположено наибольшее количество глубоководных желобов, к которым приурочена большая часть эпицентров землетрясений. Имеет много внутренних окраинных морей в районе Азии (Охотское, Японское, Желтое, Филиппинское), массу желобов - Алеутский, Кур-Кали, Японско-Филлипинский, Марианский, Гвинейский, Тонга, желоб Чили. На юге от окраины Новой Зеландии до Центральной Америки тянется Восточно-Океанический подводный хребет - СОХ. Вдоль Филиппин, Японии до Новой Зеландии протягивается фрагментарный СОХ. По дну океана с Гавайскими островами и на их поверхности - Гавайский СОХ, между ними расположены океанические впадины. По дну океана разбросаны отдельные изолированные вулканические вершины (конуса) - ГАЙОТЫ. Их вершины выходят на поверхность океана. Для них характерны коралловые постройки. На карте они отмечаются красными запятыми. Побережье Тихого океана в районе Северной и Южной Америки имеет горное обрамление, высотой до 3-4 км (Кордильеры, Анды). Противоположное побережье Азиатское и Австралийское это Курилы, Камчатка, молодые вулканические образования Японии, Филиппин, Туамоту. Вдоль восточной оконечности Австралии расположен Большой водораздельный палеозойский хребет. Внутри океана имеются донные, поверхностные и глубинные течения. Приливно-отливные движения фиксируются два раза в сутки по положению Луны. Максимальные приливы в Тихом океане - 10км.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Атлантический океан изучен наиболее хорошо. По величине он уступает только Тихому. Средняя температура на поверхности - 27 градусов. Средняя глубина - 3,926 км, максимальная глубина - депрессия Браунсон, севернее Пуэрто-Рико (Карибское море) - 9,219 км. Соленость в местах впадения рек снижается до 15-20 промиллей. Обычная соленость - 35-39 промиллей. Наиболее характерной чертой ложа океана является Срединно-Атлантический хребет, вытянутый параллельно берегам и

прослеживающийся от Исландии до Антарктики (остров Буве). В некоторых местах участки хребта выходят на поверхность в виде островов (Азорские, Св. Павла, Вознесения и др.). Кроме Срединно-Атлантического хребта, в Атлантическом океане известны поперечные хребты, протягивающиеся с обеих сторон материков. Внутренние моря - Средиземное, Черное, Азовское, Каспий. Через цепочку Средиземное море - Суэцкий канал - Красное море идет связь с Индийским океаном. Северная граница проходит в районе Скандинавии (через остров Бутия, порог к северу от Исландии и уходит на Форс в Скандинавии). На юге - граница пролив Дрейка, связь с Индийским через поворот на Кергелен. Максимальные приливы в Атлантике - 18 км.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Индийский океан меньше Атлантического. Средняя глубина - 3,987 км. Наиболее глубоководные участки примыкают к Западному побережью Австралии и продолжаются вдоль Индонезийских островов. Максимальная глубина - 7,434 км - Яванская впадина (Малайский архипелаг). Характерны широкие континентальные шельфы. Центральный Индийский хребет соединяет Индию с Антарктикой и дает ответвление к Мадагаскару. Другой Аравийско-Индийский расположен перпендикулярно и протягивается от Мальдивов до северо-восточной оконечности Африки. В Индийском океане масса мелких островов (Коморы, Сейшелы). Окраинные моря - Красное, Аравийское, Аденское, Бенгальский залив, Австралийский залив. Очень много черных и белых курильщиков на глубинах от 1700 до 3000 метров.

СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

По размерам значительно уступает другим океанам. Средняя глубина - 1,205 км, наибольшая глубина - котловина Нансена - 5.449 км. По сравнению с другими океанами Ледовитый океан имеет сильно развитую материковую отмель, которая достигает своей максимальной ширины - 1200-1300 км. На материковой отмели расположены все многочисленные острова этого океана - Гренландия, Канадский Арктический архипелаг, Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Северная Земля, Новосибирские Острова,

Остров Врангеля и др. Подводный хребет Ломоносова, протягивающийся от Новосибирских островов к Гренландии, разделяет океан на две большие котловины - Канадско-Сибирскую и Гренландско-Европейскую. Характерно чередование хребтов и подземных котловин. Хребет Гаккеля - единственный хребет в океане, где есть вулканизм. Котл. Нансена - хр. Гаккеля, котл. Амудсена - хр. Ломоносова, котл. Макарова - хр. Менделеева, Канадская котловина. Холодные и теплые течения Северного Ледовитого океана - Курошимо, Гольфстрим и др.. Температура на поверхности от -2 до +2 градусов, на дне, начиная со 100 метров, +1 градус. Масса внутренних морей. Мощность льда на большей части океана достигает 3-4 метров.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ МОРЯ

Разрушительная деятельность моря называется АБРАЗИЕЙ (абразио - брею, сбрываю) - срезание берегов моря волновыми и прибойными движениями воды. Активность волновой деятельности будет зависеть от состава пород берега, элементов их залегания, складчатости на берегу, климатической зоны и т.д.

В результате этого образуются ниши, пещерки, клифы, бенчи на берегу.

КЛИФ - береговой обрыв или вымытая в береговых отложениях ниша, сложенные терригенными породами. Если идет длительное разрушение берегов, то образуются морские террасы.

БЕНЧ - морские террасы.

Абразия идет за счет наступления моря на сушу (съедение берега). Сам процесс идет только на уровне моря. Особенно сильная абразия в районах льдов Арктики и Антарктики, а также в районах мангровых болот в тропиках и субтропиках. Отложения разрушенных берегов накапливаются в зоне прибоя и образуют скопления наносов или морской пляж. Величина шельфа и берегового пляжа напрямую связана с рельефом обрамления.

Перенос материала происходит в твердом виде, в качестве растворов и взвесей посредством деятельности волн, приливов и отливов и морских течений.

Волны бывают различные по высоте. При силе ветра в 4 балла высота волн - 2 метра, в 10 баллов - 10 метров, при шторме высота волн до 20 метров и выше. На надводном откосе в низах частицы движутся в море и под откос. В верхней части воды, где максимум волн, движение идет от суши к морю. Перенос на сушу и море длится до тех пор, пока не выработается морской профиль равновесия под воздействием количества обломков. Апвеллинг способствует переносу материала. С течениями переносится также масса беспозвоночных и позвоночных организмов.

Приливы и отливы на территории планеты от 12 до 18 метров. Самый высокий прилив Фанги (Канада - 18 метров). Морские течения производят подводную эрозию и могут разрушать континентальный склон, образуя каньоны или подводные останцы.

Максимум разнообразия осадков, как правило, в зоне шельфа. Здесь формируются различные по размерам обломков терригенные обломочные породы - брекчии, конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, образующиеся за счет разрушения берега. Органогенные известняки образуются из биогенных остатков - моллюсков, кораллов, губок, водорослей и др. Кроме того, на шельфе иногда присутствуют вулканогенные отложения, которые смешиваясь с осадочными, дают вулканогенно-осадочные породы. Кроме этого, на дне океана на глубинах более 4.5 км и далее могут образовываться хемогенные отложения - фосфатные, железистые конкреции, карбонатные и кремнистые отложения.

На континентальном склоне накапливаются терригенные тонкообломочные породы и органогенные образования. Терригенные глины и илы раскрашены в различные цвета, зависящие от pH и сноса материала. Если pH кислая - накапливаются синие глины. Закись железа окрашивает глины в красные тона. Желтое море образует желтые глины из-за присутствующего в них лесса. Тухлые сапропелевые илы имеют черно-коричневый оттенок. Глауконитовые илы, образующиеся на глубине 1500-2000 метров, имеют зеленый цвет. Кремнистые и карбонатные илы

континентального склона образованы микроскопическим планктоном. На континентальном склоне накапливаются отложения **ТУРБИДИТОВ** - временных селевых потоков (подводные потоки, спускающиеся с шельфа вниз со скоростью 70-100 км/час). При этом образуются мусорные породы - **ХЛИДОЛИТЫ**, состоящие из гальки, щебенки, глины с оползновыми текстурами.

Геологическая деятельность ледников

Ледниками называются естественные скопления масс движущегося льда, образующиеся на суше в результате накопления и преобразования твердых атмосферных осадков в районах, где в течение многих лет количество выпадающего снега превышает его убыль от таяния и испарения.

ХИОНОСФЕРА («хион» - греч. «снег») - сфера снега и льда. Температура - 0 градусов.

В настоящее время около 11% площади суши (16221100 км) покрыто ледниками. Объем заключенного в них льда составляет около 30 млн кубических км. Самые крупные покровы ледников в Антарктиде (85%) и Гренландии (13%). Ими покрыты многие острова в Арктике (Новосибирские, Врангеля и др.) Существуют ледники и в горных областях (2%). В горах ледники рождаются выше уровня снеговой линии, но при движении вниз они могут опускаться намного ниже. В этом случае они переходят в область, где масса ледника постепенно уменьшается в результате его механического разрушения, испарения или таяния. Эту область называют областью **СТОКА** или **РАЗГРУЗКИ** ледника.

Режим питания (увеличение массы ледника за счет подпитки твердыми атмосферными осадками и уменьшение за счет его таяния) ледника зависит от климатической зоны, от накопления (аккумуляции) снега, от его уплотнения, таяния или **АБЛЯЦИИ**.

Накопление льда минус абляция (таяние ледника) есть **БАЛАНС ЛЕДНИКА**.

СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ В ГОРАХ - линия, выше которой снег и лед летом удерживается, а ниже - таит. В Антарктиде снеговая линия на уровне океана (нулевые отметки), в тропиках - в горах на уровне 5-6 км.

Накопившийся снег имеет определенную мощность. Под действием солнечных лучей снег днем подтаивает, а ночью подмерзает, превращаясь в фирн - крупчатый, зернистый снег. Для фирна характерен процесс СУБЛИМАЦИИ - возгонка или испарение льда и новая конденсация и кристаллизация водяного пара. На нижнюю часть фирна начинает давить верхняя колонна, производя его уплотнение, вытеснение воздуха, смерзание фирна в глетчер. Далее колонна льда или снега, превратившегося в глетчер давит на низ, и низ вылезает в виде языка, при условии, что мощность льда 15-20 метров. Ледник начинает течь, оставляя за собой след в виде языка ледника. Скорость движения ледников весьма различна (от нескольких долей метра до 200 метров в сутки) и зависит от толщины льда, времени года, от температуры, от массы льда, от угла поверхностного склона, по которому движется ледник. Языки могут вытекать много раз.

Общая направленность процесса следующая: снег - фирн - глетчерный лед - язык ледника. При этом из 10 кубических метров снега образуется 1 кубический метр льда.

В зависимости от климатических условий и рельефа, соотношения областей питания и разгрузки выделяются следующие типы ледников:

- материковые, или покровные;
- горные;
- промежуточные, в которых сочетаются элементы покровных и горных ледников.

ПОКРОВНЫЕ (МАТЕРИКОВЫЕ) ЛЕДНИКИ

ПОКРОВНЫЕ (МАТЕРИКОВЫЕ) ЛЕДНИКИ - ледники, покрывающие огромные территории - полярные острова и континенты.

Антарктический ледяной покров занимает площадь около 13 млн км. Ледниковый покров образует огромное плато, высотой 4000м, которое

покоится на скальном основании. Мощность льда от нескольких сотен метров у краев до 4 км в центральной части. Ледники спускаются к океану и формируют огромные массы шельфового льда. Самый большой ледник Росса (800км), от краев которого постоянно откалываются айсберги, высотой от 80 до 200 метров в надводной части (1/10 всего айсберга) и площадью до 100 км. Отдельные айсберги распространяются даже до широт средней Африки.

Среди льда торчат выходы коренных пород, захваченные ледником - НУНАТАКИ - скалистые выходы коренных пород доледникового рельефа. Тип движения ледников радиальный - от центра к периферии. Лед выдвигается в море крупными языками, дрейф льда на плаву осуществляется до 40 км в окрестности. Нунатаки разрушаются и их обломки выносятся в океаны айсбергами в виде айсберговых отложений.

Гренландский ледяной покров имеет площадь около 2 млн км. Он занимает более 80% суши Гренландии. Максимальная мощность льда в центральной части покрова составляет 3400 м.

ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ

ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ. Небольшие по площади, конкретный уклон поверхности, четкая граница области питания и области стока. По стадиям своего развития разделяются на несколько типов.

Ледники альпийского или долинного типа развиты в молодых складчатых областях - в Альпах, на Кавказе, на Памире, в Гималаях, в тех областях, где четко выражена область питания, в пределах которой идет накопление снега и его преобразование в лед. Простые ледники характеризуются обособленными друг от друга языками и имеют одну область питания и стока. Сложные (дендритовые) ледники состоят из нескольких ледниковых потоков, выходящих из разных областей питания, но сливающиеся в одной ледниковой долине. Максимальные значения мощности льда в центральных частях горных ледников составляют свыше 1000 метров.

Переметные ледники характеризуются единой областью питания. Они образуются в условиях слияния фирновых полей и образования единого фирнового бассейна или на перевальных седловинах. Сток ледников осуществляется радиально во все возможные стороны склонов горного хребта.

Кары или каровые ледники образуются в крестовидных углублениях в привершинной части горных хребтов, ледниковых цирков и долин. Небольшие ледники приурочены к склоновым частям.

Висячие ледники располагаются на крутых горных склонах и заполняют сравнительно глубокие западины в рельефе. Свое название они получили потому, что висят над обрывами и нередко срываются вниз в виде обвалов и глетчерных ледопадов во время схода лавин.

Ледники Средней Азии - нет фирнового поля, питание лавинное (ледники Туркестана).

Кальдерные ледники - часты в вулканических областях. Как правило, одиночные в кальдере, но бывают и многоязыковые.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ЛЕДНИКИ

К этому типу относятся плоскогорные и межгорные ледники. Плоскогорные ледники приурочены к выровненным вершинным поверхностям древних горных массивов. Ледники располагаются на них сплошным покровом. Широко распространены в Скандинавии, в Африке (район Килиманджаро).

Предгорные ледники - формируются в приполярных районах в предгорных частях. Они питаются от фирновых полей, расположенных в горах. Это типичные горные ледники.

РАЗРУШИТЕЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

Разрушительная деятельность льда называется ЭКЗАРАЦИЯ (выпахивание).

Движущийся лед имеет массу обломков, которые практически выпаживают долину движения ледника (истирают, полируют, бороздят

режут, шлифуют ложе ледника). Лед и обломки горных пород приводят к возникновению ледяных шрамов на горных породах.

Обломки пород ледника (отложения ледника) называются **МОРЕНОЙ**. Морены бывают поверхностные, центральные, боковые, донные. Как правило, это горные породы, исштрихованные и истертые в теле ледника. Язык ледника подтаивая, сокращается в объеме, оставляя после себя на месте конечную или остаточную морену, то есть отложения, оставшиеся после таяния ледника. К моренным отложениям относится щебенка, гравий, исштрихованные валуны. Глина, суглинки.

Ледник выпахивает корытообразные долины - **ТРОГИ**.

РИГЕЛИ - котловины выпахивания, ограниченные коренными породами.

ЛЕДНИКОВЫЕ ТЕРРАСЫ - это остатки морен, предшествующих ледников. Это происходит при изменении базиса эрозии ледника. Ледник двигаясь, разрушает долину до базиса эрозии.

ФИОРДЫ - ущелья в скалистых берегах, вырытые ледниками.

Из подо льда вытекает вода - **ЛЕДНИКОВЫЕ РЕКИ**, которые образуются в результате таяния ледника. При высыхании таких рек образуются узкие валы, гряды, направленные по движению течения рек.

ОЗЫ - это валы, гряды, высотой до 50 метров, которые образуются по направлению течения ледниковых рек. Состав - песок, валуны, щебенка, гравий со штриховкой или полировкой.

КАМЫ - изолированные холмы вблизи конечных морен, высотой до 10-15 метров. В составе, в основном, песок и глина.

Зачастую конечные морены могут сливаться и разрушаться реками, потоками, образуя песчаные равнины - **ЗАНДРЫ** или **ЗАНДРОВЫЕ ПЕСКИ** (Чарские пески).

Ледниковые отложения, накапливаясь вокруг ледяного ядра, образуют холмы, напоминающие дюны, высотой от 15-30 метров и длиной до 1000 метров. Это ложные дюны или **ДРУМЛИНЫ**.

ЭРАТИЧЕСКИЕ ВАЛУНЫ - (эратос блуждающий) - крупные исстрихованные валуны, переносимые ледниками на огромные (до 1000 км) расстояния.

БАРАНЬИ ЛБЫ - исстрихованные скалы из твердых горных пород, пробороздившиеся ледником.

На месте таяния ледника образуются неправильной формы ледниковые озера, где идет сезонная ссадка материала - зимой - глина, летом - песок, тем самым, образуя **ВАРВЫ** или ленточные глины. Дегир просчитал по количеству варв возраст оледенения в 1,7 млн лет (рис.).

ТИЛЛИТЫ - ископаемые морены, отложения древних ледников.

10 тыс. лет назад ледники стояли, оставив после себя вечную мерзлоту в зонах, где среднегодовые температуры на поверхности имеют отрицательные значения.

Пояс постоянных температур от материкового оледенения в Q1, Q2, Q3 время доходило от Карпат до границы с Киевом, Доном, уходило в Азию по рекам Сибирского плоскогорья. К концу Q3 ледники стояли, но остались вечномерзлые грунты от Архангельска до Среднего Урала, через коленообразный переход Оби до Красноярска, занимая Монголию и Забайкалье. Мощность вечномерзлых грунтов различная и варьирует от 25 метров в средней полосе до 1500 метров в Якутии. В зоне вечномерзлых грунтов находятся подмерзлотные, надмерзлотные и межмерзлотные воды. С изменением режима мерзлоты образуется **ТЕРМОКАРСТЫ** - озера - блюдечки - места вытаивания ледникового купола.

Для вечномерзлых грунтов характерен процесс **СОЛИФЛЮКЦИИ** - процесс таяния и сползания мерзлых пород. Обычно солифлюкция образуется на крутых склонах и дает нагорные террасы.

В истории Земли выделяется несколько этапов оледенения. Об этом свидетельствуют тиллиты. Отличие валунов и галечников речных, озерных, морских и ледниковых (рис.).

Архейское оледенение - тиллиты - южные материки.

Протерозойское оледенение - Северно- и Южноамериканские материки + Африка.

Рифей - Урал, Северная Азия, Китай.

Венд - планетарное оледенение.

Карбон - нижнепермское оледенение - обширное на всех южных материках.

Неоген - Q3 оледенение - Северная Америка.

Q1-Q3 оледенение - Восточная Европа, Азия.

По тиллитам определяются гляциоэры.

ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕДНИКОВ И ПЛАНЕТАРНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Космические причины

1. Зависимость от солнечной радиации. При образовании ледников необходимо, чтобы суша преобладала над морем, причем, высота уровня суши должна значительно преобладать над уровнем моря, необходимо похолодание, расширение субарктических и арктических зон, низкая среднегодовая температура, много твердых атмосферных осадков.

2. Прохождение космической туманности через Солнечную систему.

3. Изменение угла наклона земной эклиптики через каждые 40 тыс. лет.

4. Смена географических и магнитных полюсов в истории планеты.

Земные причины

5. Горообразование на планете.

6. Изменение прозрачности атмосферы из-за увеличения CO₂ по причинам земного вулканизма и хозяйственного техногенеза. В данном случае CO₂ играет роль тепличной пленки, вызывая сначала парниковый эффект, затем резкое похолодание.

Задание:

1) Написать реферат по любой теме из выше предложенных модулей.

2) Из учебников и интернет-источников описать основные породообразующие минералы и предоставить их фотографии.

3) Из учебников и интернет-источников описать основные классификации магматических, осадочных и метаморфических пород. Предоставить описания и фотографии основных типов пород: а) магматические интрузивные – гранит, диорит, габбро, перидотит, сиенит; магматические вулканогенные – риолит, андезит, базальт, трахит; осадочные – конгломерат, брекчия, песчаник, алевролит, аргиллит; метаморфические – мрамор, кварцит, гнейс, сланец, тектоническая брекчия.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Основы классификации магматических горных пород

Магматические или *изверженные* горные породы образуются в результате застывания и кристаллизации магмы при внедрении ее в земную кору или при выходе на поверхность в процессе извержения вулканов.

По условиям образования магматические породы делятся на *эффузивные* и *интрузивные*. Эффузивные (излившиеся) образовались за счет застывания магмы, излившейся на поверхность Земли или на дно водоемов.

Интрузивные (внедрившиеся) породы образуются на различных глубинах внутри земной коры в условиях повышенного давления и медленного охлаждения.

В зависимости от глубины застывания среди них выделяют глубинные или абиссальные, на малых глубинах – полуглубинные или гипабиссальные. Среди гипабиссальных пород встречаются близкие как к типичным интрузивным, так и к эффузивным породам. Различные условия образования прежде всего отражаются на структуре и текстуре изверженных пород.

Под структурой понимаются особенности внутреннего строения породы, обусловленные степенью кристалличности, количеством, размерами

и формой слагающих ее минеральных зерен, характером их срастания между собой и со стеклом.

Текстура определяется распространением и взаимным расположением в пространстве минеральных зерен и участков породы с различными структурными и минералогическими особенностями (крупно и мелкозернистых, обогащенных определенным минералом и т.п.).

В эффузивных породах в связи с быстрым охлаждением создаются условия, при которых одновременно кристаллизуются многие минералы. Однако быстрое затвердевание вещества обычно не позволяет расти кристаллам, они возникают лишь в виде очень мелких зачаточных форм, обнаруживаемых под микроскопом. Значительная часть породы превращается просто в аморфную или стекловатую массу. Такая структура называется скрытокристаллической. При очень быстром остывании лавы, прежде всего в верхних ее частях, процесс кристаллизации может и вовсе не начаться и тогда порода целиком будет состоять из вулканического стекла. Такая порода называется обсидианом (по имени римлянина Обсидиуса, привезшего породу из Эфиопии). Обычно это черная, темно-серая или темно-бурая порода с раковистым изломом очень похожая на глыбу стекла.

Часто эффузивные породы имеют неравномернозернистую *порфировую структуру*, характеризующуюся наличием 2-х генераций минералов. Минералы I генераций называются порфировыми вкрапленниками (фенокристаллами). Они включены в плотную мелкозернистую основную массу, которая состоит из тончайших кристалликов (микролитов) неразличимых невооруженным глазом II генерации.

Интрузивные породы вследствие длительной кристаллизации магмы на глубине имеют *полнокристаллические структуры*, среди которых по размерам зерен выделяются:

блоковая (пегматитовая)

крупнозернистые (зерна 5 мм)

среднезернистые (зерна 1-5 мм)

мелкозернистые (зерна до 1 мм)

скрытокристаллические (зерна 0,5 мм)

По относительным размерам минеральных зерен выделяются: равномерно- и неравномернозернистые структуры.

В *равномернозернистой* породе (в отличие от *неравномернозернистой*) величина минеральных зерен почти одинакова. В *неравномернозернистой* – величина зерен различна. Примером являются порфировидные структуры, которые характеризуются присутствием крупных кристаллов-вкрапленников (порфировидные выделения) среди всегда полностью раскристаллизованной основной массы, которая может быть мелко-средне и даже крупнозернистой. В порфировидной структуре (в отличие от порфировой) образование вкрапленников происходило в одинаковых или очень близких условиях с условиями кристаллизации основной массы. Например, несколько ускорился темп падения температуры, в этом случае спокойный ход кристаллизации нарушается и в породе образуются кристаллы одного и того же минерала разной величины – более крупные (I фаза кристаллизации) и более мелкие (II фаза кристаллизации). Эти структуры характеризуют гипабиссальные или полуглубинные условия остывания магмы.

Кроме перечисленных основных типов структур в интрузивных породах следует отметить еще грубозернистую пегматитовую, широко распространенную в жильных интрузивных породах. Эта структура характеризуется закономерным прорастанием калинатрового полевого шпата кварцем (реже другими минералами). В поперечном сечении такие сростки напоминают древнееврейские письмена и получили название письменных прорастаний.

Текстуры магматических пород отличаются меньшим разнообразием. Среди них выделяют *однородную* (массивную), *илировую* или *такситовую* и полосчатую. Наиболее распространена однородная текстура, определяющаяся одинаковым сложением разных участков породы.

Шлировая и полосчатая текстуры характеризуются сочетанием участков различного сложения, отличающихся по размерам минеральных зерен и по минеральным агрегатам, например, по преобладанию *сиалических* или *фемических* минералов. Минералы, богатые кремнием и алюминием, имеющие светлую окраску, называются сиалическими, а содержащие железо и магний и имеющие темную окраску – фемическими.

Неоднородность текстур обусловлена с одной стороны, переработкой вещества чуждых пород, включенных в магме в виде обломков, а с другой – проникновением дополнительных порций магмы или остаточных растворов в виде прожилков.

Вследствие интенсивного выделения газов при застывании магмы на земной поверхности эффузивных пород часто имеют *ячеистые, ноздреватые* или в связи с выполнением пустот вторичными минералами – *миндалекаменную текстуры*. Флюидальная текстура характеризуется потокообразным расположением минералов, связанного с течением лавы.

Минеральный состав магматических пород весьма разнообразен. Среди минералов различают главные породообразующие минералы, слагающие основную массу породы (пироксены, амфиболы, оливин, слюды, кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, нефелин), и второстепенные минералы, присутствующие в меньшем количестве (могут отсутствовать).

Выделяют еще акцессорные минералы, составляющие не более 5 % от породы, но являющиеся характерной примесью породы, например, циркон, сфен, ортит, хромит, магнетит и эпимагматические (послемагматические), образовавшиеся после затвердевания породы под действием гидротермальных или других послемагматических процессов.

По содержанию SiO_2 магматические горные породы делятся на *ультраосновные* (SiO_2 - 30-44 %), *основные* (SiO_2 – 44-53

%), *средние* (SiO_2 – 53-64 %), *кислые* (SiO_2 – 64-78 %). Породы с высоким содержанием щелочей называются щелочными.

В указанных подразделениях по химическому и минеральному составу выделяются группы пород. Внутри групп по условиям образования породы делятся на интрузивные и эффузивные. Эффузивные породы по степени сохранности делятся на *кайнотипные* (свежие не выветрелые) и *палеотипные* (выветрелые).

Всего выделено 6 групп пород:

1. Группа ультраосновных беспалевошпатовых пород;
2. Группа габбро-базальта;
3. Группа диоритов-андезитов;
4. Группа гранита-риолита;
5. Группа сиенитов-трахитов;
6. Группа нефелиновых сиенитов-фонолитов

Группа ультраосновных беспалевошпатовых пород (ультраосновные породы). Породы этой группы существенно состоят из пироксенов, оливина, реже амфиболов, хромита и железных руд. В качестве второстепенных минералов присутствовать могут биотит, гранат, корунд. Эти породы большей частью крупнозернистые, неравномернозернистые, иногда порфировидные. Слагающие их минералы образуют неправильные зерна, за исключением оливина, встречающегося в идиоморфных кристаллах. Окрашены породы этой группы в темные зеленовато-серые, темно-зеленые и почти черные цвета.

По минеральному составу выделяют: *пироксениты* – сложены пироксенами (95 %); *перидотиты* – состоят из пироксена и оливина; *горнблендиты* – состоят из роговой обманки; *дуниты* – состоят в основном из оливина (90-100 %). Характерной особенностью состава ультраосновных пород является постоянная, иногда значительная примесь рудных минералов (магнетита, хромита), а также широкое развитие вторичного серпентина.

Типичной эффузивной разностью ультраосновных пород является постоянная, иногда значительная примесь рудных минералов (магнетита, хромита), а также широкое развитие вторичного серпентина.

Типичной эффузивной разностью ультраосновных пород являются *пикриты*, состоящие из красно-бурого авгита и оливина с примесью рудных минералов и апатита. В качестве второстепенных составных частей могут присутствовать роговая обманка и биотит, а также основной плагиоклаз.

Разновидностью ультраосновных пород являются алмазоносные породы Южной Африки, а также и Якутии – *кимберлиты*, выполняющие трубки взрыва. Они состоят из оливина, пироксена и слюды с примесью граната (пироба), ильменита, хромита.

С ультраосновными породами генетически связаны рудные месторождения хрома, платины, железа, никеля. Важные неметаллические полезные ископаемые – асбест, магнезит, тальк – образуются при переработке гидротермальными растворами ультраосновных пород. С этой же группой пород связаны алмазы юга Африки, Якутии, Индии.

Группа габбро-базальта (основные). В этой группе объединены основные интрузивные породы (габбро, габбро-порфириды) и их эффузивные разности (базальты).

Габбро – равномернозернистые глубинные породы существенно состоящие из основных плагиоклазов (50-70 %) и цветных минералов (пироксен, амфибол, реже оливин).

Второстепенные минералы: биотит, кварц, ортоклаз, акцессорные – апатит, ильменит, магнетит, хромит. Для пород группы габбро характерны полосчатые и такситовые текстуры, а также присутствие рудных минералов (титаномagnetита, сульфидов Cu и Ni), нередко образующих промышленные месторождения. Породы группы габбро обычно слагают штоки, лакколиты, силы, лопалиты. Массивы, сложенные габбро могут достигают огромных размеров.

Габбро-порфириды – это гипабиссальные породы группы габбро, они слагают самостоятельные тела, или залегают в краевых частях интрузивных массивов. По минеральному составу эти породы соответствуют габбро, но обладают мелкозернистой и порфировой структурами.

Лабрадориты – мономинеральные полнокристаллические породы, состоящие из плагиоклаза – лабрадора. Нередко в отдельных зернах плагиоклаза наблюдается иризация.

Базальты – эффузивные породы группы габбро. Они представляют собой свежие породы, состоящие наполовину из основного плагиоклаза (лабрадор, лабрадор-битовнит) и авгита либо пироксена, амфибола, а также рудных минералов. Структура порфировая, либо мелкозернистая. Когда порфировая – вкрапленники представлены авгитом, реже плагиоклазом и роговой обманкой. Основная масса базальтов состоит из мелких кристалликов плагиоклаза, пироксена и магнетита, бурого или зеленоватого стекла. Стекло может отсутствовать, но может и слагать всю основную массу породы.

Базальты очень широко распространены и преобладают над эффузивами всех остальных групп. Базальтами сложены огромные пространства дна и многие острова океанов. На материках излияния базальтов занимают пространства, измеряемые сотнями тысяч квадратных километров, например, Деканское плато в Индостане – 650 тыс. км.

Интенсивно измененные разности *метабазальтов* (диабазов), обычно имеют зеленоватую окраску за счет большого количества вторичных минералов – хлорита, актинолита, эпидота, альбита и др. Внешне это яснокристаллические, средне- и мелкозернистые, реже тонкозернистые или совсем плотные темно-зеленые или серовато-зеленой породы, существенно состоящие из основного плагиоклаза и пироксена и обладающие офитовой (диабазовой) структурой, в которой кристаллы плагиоклаза лучше огранены, чем кристаллы пироксена. Структура часто порфититовая из-за вкрапленников плагиоклаза.

Жильные породы основного состава широко распространены и представлены долеритами, диабазами и габбро-пегматитами. *Долериты* – неизменные эффузивные породы среднезернистой структуры, т.е. степень их раскристаллизации значительно выше, чем у базальтов.

Группа диоритов-андезитов (средние породы). По химическому и минеральному составу диориты представляют собой переходные породы, связанные с одной стороны, с группой гранита (через кварцевые диориты), а с другой – с породами группы габбро. От габбро диориты отличаются, главным образом, характером плагиоклаза (в диоритах плагиоклаз средний, в габбро – основной). Типичным цветным минералом в диоритах является роговая обманка, в габбро – пироксен.

Диориты – это полнокристаллические, равномернозернистые, иногда порфировидные глубинные изверженные породы, состоящие из 70 % плагиоклаза и цветных минералов (биотит, амфибол, пироксены) - 30 %.

Диорит-порфириты представляют собой гипабиссальные, жильные разновидности диоритов и по минеральному составу соответствуют диоритам. Отличаются от диоритов условиями залегания и порфировидной структурой. В порфировых выделениях они содержат плагиоклаз, биотит, роговую обманку или пироксен.

Эффузивные породы группы диорита представлены *андезитами* и *метаандезитами* (андезитовыми порфиритами). Первые – кайнотипные, вторые – палеотипные. Они состоят из темноокрашенной плотной массы, сложенной средним плагиоклазом, стеклом, либо тем и другим вместе. Такая масса иногда сплошь составляет породу, но чаще сопровождается порфировыми выделениями плагиоклаза или роговой обманкой, авгита и биотита.

Андезиты и порфириты наряду с базальтами очень широко распространены и составляют многочисленные покровы дайки.

Группа сиенита-трахита (средние породы субщелочного ряда). Глубинными представителями этой группы являются *сиениты*. Это

равномернозернистые или порфировидные, бедные кварцем или бескварцевые породы, в которых главные породообразующие минералы – калиевый полевой шпат (микроклин, ортоклаз) – 50-70 %, кислый плагиоклаз – 10-30 %, роговая обманка до 15 %, реже биотит до 10 % и пироксен. Из второстепенных минералов (2 %) могут присутствовать сфен, циркон, магнетит, апатит, ортит.

Эффузивные аналоги сиенитов представлены *трахитами*. Это порфировые породы с плотной афанитовой основной массой, состоящей из щелочного полевого шпата или стекла того же состава. В порфировых выделениях – щелочные полевые шпаты часто вместе с биотитом и пироксеном. *Метатрахиты* – измененные аналоги трахитов.

Породы группы сиенита-трахита относительно редки. С ними связаны магнетитовые месторождения в контакте с известняками, а также медные, вольфрамовые и золоторудные.

Группа нефелинового сиенита - фонолита (средние породы щелочного ряда). Нефелиновые сиениты представляют собой четко дифференцированную группу интрузивных пород с резко выраженным щелочным характером (содержание щелочей – 22 % при среднем содержании SiO_2 – 53-64 %). Особенность химизма в том, что свободной кремнекислоты нет, кварц отсутствует, а SiO_2 связывается со щелочами и входит в состав щелочных минералов.

Нефелиновые сиениты – равномернозернистые, изредка порфировые, бескварцевые, бедные темноцветными минералами, глубинные изверженные породы, существенно состоящие из щелочных полевых шпатов – 55-65 % и нефелина – 20 %, иногда щелочные амфиболы.

Характерная особенность – постоянная и значительная примесь редких минералов, содержащих Zr, Ti, Ta, Nb и редкие земли. Некоторые разновидности нефелиновых сиенитов содержат промышленные концентрации этих элементов (лопарит, эвдиалит). С этим типом пород связаны месторождения нефелина, корунда и магнетитовых руд.

Нефелиновые сиениты в основном слагают небольшие штоки, лакколиты, дайки.

Фонолиты - эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов встречаются очень редко в природе.

Группа гранита-риолита (кислые породы). В данной группе объединены разные типы кислых магматических пород, называемых часто гранитоидами.

Глубинные породы этой группы представлены гранитами, гранитами-рапакиви и гранодиоритами.

Граниты - полнокристаллические породы, равномерно- и неравномернозернистые, иногда порфировидные, состоящие из кварца (25-30 %), полевых шпатов (65-70 %) и темноцветных минералов (5-10 %), из которых преобладают слюды, амфиболы, менее пироксены. Примеси – апатит, циркон, рудные минералы. Граниты, не содержащие цветных минералов, называются *аляскитами*.

Граниты-рапакиви представляют собой порфировидные породы с вкрапленниками калиевого полевого шпата округлой формы, которые имеют каемку кислого плагиоклаза.

Гранодиориты от диоритов отличаются более высоким содержанием кварца, уменьшением количества цветных минералов и снижением основности плагиоклаза (до андезина).

Из представителей гипабиссальных и жильных пород этой группы рассмотрим *пегматиты*. По составу они отвечают гранитам. Наряду с этим в пегматитах характерно повышенное содержание летучих компонентов (H_2O , B, F, Cl ...), а также минералов, содержащих редкие и рассеянные элементы (Li, Be, Nb, Ta, Zr, Th, U, элементы группы редких земель). Пегматиты резко отличаются от других изверженных пород своими крупно-, гигантозернистыми структурами. Кристаллы иногда достигают громадных величин, измеряемых метрами и тоннами до 100 т. Некоторые пегматиты состоят из крупных кристаллов полевого шпата, проросших кварцем и

образующих на поверхности излома рисунок, напоминающий еврейские письмена. Такие разновидности пегматитов называют письменным гранитом или еврейским камнем.

С пегматитами связаны месторождения малых и редких металлов, слюды (мусковита), драгоценных камней (изумрудов, аквамаринов), керамического сырья. Пегматит – порода преимущественно жильная.

К эффузивным породам этой группы отнесены риолиты (липариты), метариолиты (кварцевые порфиры), обсидианы, пемза.

Риолиты (от греческого «рио» - течь) были так названы за характерную для них флюидальную текстуру, создающую впечатление вязкой текучей массы. А липариты по месту нахождения их на Липарских островах.

Это эффузивные породы порфировой структуры, состоящие из афанитовой основной массы, сложенной кристаллической смесью щелочного полевого шпата с кварцем или из стекла, отвечающего этой смеси по химическому составу. Порфировые вкрапленники представлены выделениями щелочного полевого шпата, одного или вместе с кварцем, плагиоклазом, биотитом, амфиболом и пироксеном.

Если в порфировых выделениях риолитов содержится один кварц или кварц+полевой шпат, их называют *метариолитами* (кварцевыми порфирами).

Обсидиан – вулканическое стекло. Стекловатая излившаяся порода, редко с порфировыми включениями, однородная, обладающая раковистым изломом, стекляннным блеском, темно окрашенная. *Пемза* – очень легкая пористая порода, способная иногда плавать на воде.

Сопоставление и обобщение данных по распространенности различных магматитовых пород для материков сделал Александр Николаевич Заварицкий. На материках устанавливается редкое количественное преобладание кислых интрузивных пород над кислыми эффузивными и во много раз большее развитие основных эффузивных пород по сравнению с основными интрузивными. Ничтожное развитие имеют щелочные породы.