

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Оренбургский Государственный Университет

С. В. Воробьева

ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

*Рекомендовано Ученым советом Оренбургского
государственного университета в качестве учебного
пособия для студентов,*

обучающихся по программам высшего профессионального
образования по специальности «Геологическая съемка, поиски и
разведка месторождений полезных ископаемых»

Оренбург 2002

Введение

Динамическая геология изучает геологические процессы, происходящие на поверхности Земли и в ее недрах. Эти процессы тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены. В данном учебном пособии геологические процессы сгруппированы на основании природных сил (стихий), которые порождают и контролируют эти процессы, с учетом природной среды, где они происходят. Таким образом, выделены четыре группы процессов:

- 1) процессы, контролируемые преимущественно атмосферными факторами и происходящие на поверхности Земли;
- 2) процессы, обусловленные деятельностью гидросферы:
 - а) происходящие на суше;
 - б) происходящие в водных бассейнах;
- 3) глубинные геологические процессы;
- 4) тектонические движения земной коры.

Кроме того, следует выделить еще две группы процессов:

- 5) деятельность биосферы;
- 6) роль ноосферы.

Ноосферу – сферу Земли, охваченную антропогенным процессом, выделил В. И. Вернадский. Ж.Бюффон (1764) пишет о человеке как о хозяине Природы, он подчеркивает в необходимости знаний ее законов, и «человек, уставший от зла и войн», должен, наконец, понять, что «истинной славой его является наука, а мир – его настоящим счастьем».

В настоящем учебном пособии автор описала различные виды геологических процессов на основе опыта практической работы в период 1973-1998 годов в геологических и горнодобывающих предприятиях, в Донбассе, Центральных районах России, в Карелии, в Сибири и в Казахстане. Используются опубликованные материалы по региональной геологии различных районов земного шара. При написании данного пособия автор не ставила целью описания влияния биосферы и человеческой деятельности на ход геологических процессов. Основное внимание в данной работе сосредоточено на рассмотрении естественных геологических процессов в их тесной взаимозависимости и взаимообусловленности, зависимости экзогенных процессов от влияния космических и метеорологических факторов. В работе обращается внимание на гравитационно-конвективные глубинные процессы, которые выражаются явлениями диапиризма и глыбово-блоковым строением рельефа. Рассмотрены различные морфогенетические типы тектонических дислокаций.

В. А. Обручев (1939) писал, что «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». Познание геологии – это познание геологических процессов. Понимать «сущность явлений» – это, прежде всего, понять те стихии, или движущие силы, которые побуждают геологические процессы, и сами же этими процессами порождаются.

1 Общие сведения о Земле и земной коре

Форма Земли напоминает фигуру, подобную трехосному эллипсоиду вращения. Если продолжить мысленно уровенную поверхность вод в морях и в океане под материками, то получим фигуру, названную Листингом в 1873 году «геоидом». Поверхность воды в морях и в океане (если представить, что она не нарушена течениями, влиянием колебаний столба атмосферного давления, приливами и отливами) всюду перпендикулярна к направлению отвеса. Геоид определяет фигуру Земли, геоид - это геометрически сложная поверхность равных значений потенциала силы тяжести, совпадающая с невозмущенной поверхностью Мирового океана и продолженная под континенты. Реальная поверхность Земли существенно отличается от геоида (рисунок 1). Исследования показали, что в одних случаях земного шара поверхность сфероида проходит под поверхностью геоида, а в других – над его поверхностью. Южное и северное полушария Земли несимметричны по отношению к земному экватору: южный полюс находится ближе к экватору, чем северный, полярная полуось короче экваториальной приблизительно на 21 км.

1 - поверхность каменной оболочки; 2 – поверхность сфероида;
3 – поверхность геоида; 4 – отвесы.

Рисунок 1 – Соотношение поверхностей геоида и эллипсоида с рельефом земной коры.

На Земле крупные участки суши занимают около 149 млн. кв. км, что составляет 29 % всей поверхности земного шара, причем в северном

полушарии площадь суши равна 39 % всей поверхности земного шара, а в южном – около 19 %.

Площадь поверхности земного шара равна 510 млн. кв. км. Объем Земли – 1083204 млн. куб. км. Средний радиус Земли равен 6370 км. Экваториальный радиус Земли равен 6378 км, его называют большой осью эллипсоида. Полярный радиус равен 6357 км (малая ось эллипсоида). Отношение разности между большой и малой полуосями к величине большой полуоси называется полярным сжатием Земли. Наиболее высокая точка земли – гора Джомолунгма в Гималаях (8847 м). Глубина самой глубокой Марианской океанической впадины – 11022 м. Эта впадина находится в Тихом океане.

Низменные участки суши с отметками менее 200 м выше уровня моря составляют около 30 % всей поверхности материков. Низменности чередуются с возвышенными плато и нагорьями, которые обрамлены цепями гор. Площади возвышенных участков суши, с отметками от 200 м до 1000 м выше уровня моря, составляют около 40 % всей поверхности материков.

На основании закона тяготения различными исследователями была установлена средняя плотность вещества Земли, которая была оценена в 5,52 г/см³. Средняя плотность каменного вещества Земли почти в 2 раза превосходит плотность всех известных скальных пород.

Для определения плотности глубинного каменного вещества можно использовать только косвенные расчетные данные, руководствуясь сведениями о физических свойствах Земли, и применяя математические расчеты. Плотность вещества на очень больших глубинах недр Земли определяют путем сопоставления данных о скоростях сейсмических волн и величины силы тяжести на поверхности Земли, с учетом формы и размеров Земли, момента инерции ее вращения и приливов твердой земле. Таким образом, полученные в ходе этих расчетов величины плотностей являются гипотетическими величинами (Приложение А), поскольку исходные величины, применяемые при расчетах и принимаемые за константы, являются, в свою очередь, математически зависимыми расчетными величинами.

Как показали лабораторные экспериментальные исследования, плотность каменных пород прямо коррелирует со степенью резкого нарастания и снижения воздействующего суммарного давления. Эксперименты показали, что скорости прохождения упругих сейсмических волн в испытываемых, разных по плотности породах, при суммарных давлениях свыше 500 атмосфер, уже не обнаруживали существенной разницы. Это указывает на то, что плотность глубинного вещества определяется взаимодействующими силами гравитации, воздействующим направленным литостатическим давлением и гидродинамическим режимом. Увеличение плотности с глубиной – это результат упругого сжатия каменного вещества, а на больших глубинах это вещество переходит в особое пластическое состояние и уже не способно, подобно жидкости, сопротивляться изменению формы.

Под плотностью вещества понимают отношение его массы к занимаемому объему, следовательно, изменение объема и изменение гравитационной постоянной, вычисляемой по формуле:

$$g = P / m, \text{ г / см}^3,$$

где P – вес; m – масса тела,

влечет и изменение плотности

Каждое тело на Земле находится под влиянием сил взаимного притяжения и центробежной силы вращения. Равнодействующая силы притяжения и центробежной силы называется силой тяжести. Притяжения со стороны Солнца и Луны сказываются в скачкообразном изменении скорости вращения Земли, выражаются тенденцией к ее замедлению. Это обусловлено появлением ротационных сил, которые ориентированы против направления вращения Земли.

Под влиянием притяжения Солнца и Луны в земной коре медленно происходят деформационные процессы, которые выражаются вариациями высоты земной поверхности и ее наклона к горизонту и связаны с вариациями массы Земли, что фиксируется гравиметрами. В моменты расположения Солнца, Луны и Земли на одной прямой происходят наибольшие нарушения силы тяжести на Земле, а в гидросфере – наибольшие нарушения режима водных масс. Такое взаиморасположение повторяется предположительно через 1,8 млн. лет, по подсчетам шведского океанолога О.Петтерсона. Изменение режима водных масс влечет изменение увлажненности климата. О наличии такого многовекового ритма говорится в ряде работ и отечественных, и зарубежных географов. С периодами увлажнения климата коррелируют и периоды сильного затопления суши.

Изменение наклона земной поверхности под влиянием притяжения Солнца и Луны фиксируется отклонением отвеса, которое устанавливается с помощью горизонтальных маятников. Деформации, происходящие под влиянием изменения сил гравитационного поля в солнечной системе, способствуют тому, чтобы нормаль к уровню земной поверхности приближалась к отвесной линии, направленной на центр возмущающего небесного тела, причем сила тяжести распределяется в пространстве обратно пропорционально квадрату расстояния от центра сосредоточения массы, являющегося центром притяжения. Например, территория Франции за период 1857-1884 годов наклонялась со скоростью около 40 см на 100 км.

На поверхности Земли и в ее недрах каменное вещество неоднородно и по массе, и по плотности, как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, и поэтому можно предположить наличие многих центров тяжести.

Изменения силы тяжести на поверхности земли, изучают с помощью маятниковых и крутильных весов, а направления изменений силы тяжести в пространстве изображают на карте, в виде силовых линий, ориентированных в соответствии с направлениями отклонений отвеса. Размеры региональных гравитационных аномалий составляют десятки и сотни тысяч квадратных километров. Гравитационные аномалии отличаются между собой как по величине силы тяжести, так и по направлению ориентации силы тяжести. Различают положительные и отрицательные аномалии силы тяжести.

Объектом геологических исследований является, прежде всего, земная кора, поскольку в ней сосредоточены необходимые человеку полезные ископаемые. Термин «земная кора» возник на почве представлений, порожденных гипотезой Иммануила Канта о первично раскаленном, «звездном» состоянии Земли. В 1954 году американский сейсмолог Бенъофф понятие «земная кора» определил как «твердую оболочку, в которой регистрируются очаги землетрясений», в таком определении понятие «земная кора» является синонимом понятия «тектоносфера».

Все химические элементы, участвующие в составе вещества земной коры можно разделить на четыре крупные геохимические группы: атмосферные, литофильные, халькофильные и сидерофильные.

К литофильным элементам относятся элементы, которые образуют устойчивые соединения с кислородом в виде анионных групп: соединения, в которые входят литофильные элементы, характеризуются наличием ионных химических связей. Литофильные элементы обладают способностью к ионизации.

Халькофильные элементы в природных условиях образуют ковалентную связь с серой. В природных условиях эти элементы наблюдаются в виде сульфидов.

Сидерофильные элементы очень редко соединяются с серой или кислородом. В природных условиях эти элементы составляют самородные металлы и интерметаллические соединения, которые характеризуются металлической химической связью.

Атмосферные элементы присутствуют в атмосфере.

Некоторые химические элементы, например, водород, входят в состав всех четырех геохимических групп.

Ряд химических элементов, в их числе - железо, марганец, галлий, германий, олово, молибден, медь, цинк, свинец, мышьяк, сурьма, висмут, сера, селен, теллур, никель, кобальт, ведут себя и как литофильные, и как халькофильные элементы.

Средний химический состав земной коры, вычисленный на основании изучения доступных для наблюдений горных пород, подсчитал в весовых процентах американский исследователь Ф. Кларк в 1889 году. Средние числа содержаний отдельных химических элементов в весовых или в атомных процентах стали называть «числами Кларка», а затем просто «кларками».

В химическом составе горных пород наибольшее участие принимают кислород, кремний, алюминий, железо, кальций, натрий, калий, магний, водород, титан, углерод и хлор. Указанные химические элементы называют петрогенными.

На долю всех остальных химических элементов таблицы Д. Менделеева приходится (по весу) менее 1 %.

По подсчетам Ф. Кларка, около 95 % объема земной коры составляют изверженные и метаморфические породы, уступая место на ее поверхности осадочным породам, которые возникают в результате разрушения изверженных и метаморфических пород и переотложения разрушенных продуктов в водных

бассейнах седиментации. Значительна доля в составе осадков осажденного из космоса метеоритного вещества и космической пыли.

Изверженные горные породы исторглись из недр Земли, они внедрились в виде секущих и межпластовых тел в зоны динамодислоцированных метаморфических и метаморфизованных пород. В локальных очагах возникали магматические расплавы, расплавленная силикатная масса, достигшая поверхности земли застыла в виде лавы, как на поверхности, так и вблизи поверхности, и дала эффузивные и экструзивные породы.

Метаморфические породы формировались длительно в особых тектонически-мобильных зонах, которые отличались напряженным гидродинамическим режимом.

Интрузивные и метаморфические горные породы состоят из довольно ограниченного набора породообразующих минералов. В среднем, около 60 % породообразующих минералов представлены полевыми шпатами, 12 % - пироксенами, остальная часть приходится на долю кварца, амфиболов, оливина, фельдшпатидов. В составе интрузивных и метаморфических пород участвуют также окислы, цирконосиликаты, титаносиликаты, титанаты, фосфаты, сульфиды, фторосиликаты, серпентин, турмалин, гранат, цеолиты.

Осадочные породы представляют собой литифицированные обломочные накопления. В составе осадочных пород принимают участие зерна устойчивых при выветривании минералов, а также осажденный из водных растворов (аутигенный) материал химического и биохимического происхождения. К числу наиболее распространенных минералов, участвующих в строении осадочных пород относятся кварц, полевые шпаты, слюды, кальцит, доломит, глинистые минералы. Обычно глинистые минералы представлены водными алюмосиликатами. В строении осадочных пород принимают участие и органогенные образования.

Метаморфизованные породы возникли в результате преобразований изверженных и осадочных пород.

Существуют также породы химического и органогенного происхождения.

По степени развития органического мира в строении земной коры выделены пять крупных групп: архейские, протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские. Название групп образованы от греческих слов: «археос» – первоначальный; «мезос» – средний; «кайнос» – новый; «зоикос» – жизнь.

С открытием естественной радиоактивности горных пород возникла возможность абсолютного геологического летоисчисления, путем датировки возраста породообразующих минералов. Сущность радиологических методов заключается в количественном определении в минералах радиоактивных элементов и конечных продуктов их распада. Располагая данными о скорости распада и количестве оставшихся радиоактивных элементов, можно датировать горную породу, из состава которой выделен породообразующий минерал с радиоактивными элементами.

Для определения абсолютного возраста горных пород используют различные типы радиоактивного распада: распад урана, дающий в виде конечных продуктов распада гелий и свинец; распад тория с теми же конечными продуктами; распад радиоактивного изотопа калия (Ca_{40}); распад рубидия (Rb_{87}), приводящий к образованию стронция (Sr_{87}); распад рения (Re_{187}) с образованием осмия (Os_{187}). В зависимости от используемого типа распада указанные радиологические методы называют: свинцовый, гелиевый, аргоновый, стронциевый. Наиболее надежным является свинцовый метод, основанный на радиоактивном распаде урана и тория. Возраст может быть установлен по трем радиогенным изотопам свинца, которые являются конечными продуктами распада урана и тория. Свинцовый метод применяют для датировки магматических пород. Аргоновый и стронциевый методы используют для определения возраста осадочных пород.

С помощью радиологических методов был установлен возраст древних кристаллических докембрийских пород. Возраст этих пород оценивается в 2600 – 3500 млн. лет и древнее. Полученные цифры отражают только возраст метаморфического перерождения исходного каменного субстрата.

Древнейшими на Земле породами, имеющими изотопный возраст около 3,5 млрд. лет, являются гнейсы Центральных Скалистых гор; породы кольской серии на Кольском полуострове, алданского комплекса Восточной Сибири, гнейсы Индии. Докембрийские породы представлены гнейсами, гранулитами и амфиболитами, кристаллическими высокоглиноземистыми сланцами. К докембрию относятся протерозойские зеленокаменные, испытавшие динамодислокации и стресс-метаморфизм, толщи. Возраст зеленокаменных пород оценивается в 2,6 – 3,1 млрд. лет.

На основании изотопных исследований были выделены (снизу вверх) тринадцать докембрийских комплексов – эталонов:

- 1) алданский комплекс Восточной Сибири;
- 2) кивантинский комплекс Канадского щита;
- 3) ваалий – чехол Южно-Африканской платформы;
- 4) удоканская серия Восточной Сибири;
- 5) комплекс Маунд-Брус (наллагайний) Западной Австралии;
- 6) улкано-уянский комплекс (улканий) Восточной Сибири;
- 7) группа Кибара района Катанги;
- 8) карпентарий Северной Австралии;
- 9) рифей (Русская платформа и Урал);
- 10) комплекс Белт Скалистых гор;
- 11) комплекс Аделаида Южной Австралии;
- 12) комплекс Катанга Центральной Африки;
- 13) вендский комплекс (венд) северо-запада Русской платформы.

Соотношение докембрийских комплексов-эталонов на геохронологической шкале показано на рисунке 2.

Для определения возраста пород, составляющих земную кору, используют также стратиграфический и палеонтологический методы.

Рисунок 2 – Шкала комплексов-эталонов докембрийских образований (по Ю.А.Косыгину, 1983).

Стратиграфический метод используют, если осадочные толщи не испытали глыбово-блоковые тектонические перемещения, когда первичное залегание не нарушено и слои последовательно налегают друг на друга. В таких толщах нижние слои будут более древние, чем верхние.

В помощь стратиграфическому методу используют палеонтологический метод. В основе палеонтологического метода лежит изучение сохранившихся древних организмов, которые в виде окаменелостей встречаются в осадочных породах.

На основе стратиграфического и палеонтологического методов была разработана международная геохронологическая шкала, она была утверждена в 1881 году на Международном конгрессе в Болонье; в дальнейшем по мере накопления новых данных, геохронологическая шкала неоднократно изменялась и уточнялась. Геохронологической шкале соответствует стратиграфическая шкала (Приложение Б).

Для построения общей стратиграфической шкалы используются закономерности последовательного напластования слоев в геологических разрезах различных районов, что позволяет коррелировать осадочные отложения и воссоздать общую геологическую историю развития и создавать модели геологического строения.

Положение в стратиграфической шкале комплексов изверженных пород устанавливается путем выяснения их взаимоотношений с окружающими толщами (пересечения толщ, перекрытие осадочными толщами и др.).

В стратиграфическое подразделение объединяют различные по литологическому составу слои любых разрезов, которые имеют одинаковые возрастные индексы по комплексу имеющихся стратиграфических и палеонтологических признаков. Под геологическим возрастом слоя понимается его место в общей системе слоев. Слои выделяют по литологическому составу.

Но следует обратить внимание, что границы слоев осадочных пород, выделяемые по литологическим признакам, не всегда соответствуют тем границам, которые выделяются по палеонтологическим данным.

2 Земля и Солнце

Земля находится от Солнца на расстоянии, в среднем, 149500 тыс. км.

Солнце – это огромное скопление пылающей плазмы. Под влиянием солнечных вспышек на Земле возникают магнитные бури и метеорологические возмущения. Солнечные вспышки связаны с изменением числа темных пятен на видимой поверхности Солнца – фотосфере. Вспышки Солнца обуславливают выбросы Солнцем высокоэнергичных частиц, которые вызывают электромагнитные излучения, проникающие на Землю. Фотосфера представлена ионизированным веществом, которое по набору химических элементов отвечает каменному веществу метеоритов. Темные пятна, то появляются, то исчезают в фотосфере Солнца; эти пятна впервые открыл Галилео Галилей, об этих пятнах упоминает и древнерусская никоновская летопись. Темные пятна – это, по-видимому, очень плотная плазма. И можно предположить, что это глыбы гигантских метеоритов, увлекаемые гравитационным полем Солнца. Глыбы периодически попадают в его атмосферу и превращаются в плазму. Исходным веществом для формирования Солнца, по-видимому, послужило вещество разрушившейся досолнечной планетной системы, в которой существовала и Земля. Локально возник гигантский термоядерный очаг радиоактивного распада. В этом очаге сформировались ядра планет земной группы, а реликты твердого исходного

каменного досолнечного вещества, испытавшего термоядерное воздействие, - это космическая пыль и метеориты.

Космическая пыль и метеориты выпадают в большом количестве на Землю; общая масса космического метеоритного вещества, выпадающая за сутки, оценивается примерно в 500 тонн.

3 Метеориты

По составу метеориты бывают железные, железокаменные и каменные. Все метеориты обладают магнитными свойствами, поскольку содержат в своем составе никелистое железо. Характерной особенностью всех метеоритов является покрывающая их тонкая (до 1 мм) черная, иногда буроватая или синеватая, корка плавления; с течением времени она выветривается. У большинства метеоритов поверхность покрыта многочисленными углублениями, изредка встречаются метеориты с гладкой поверхностью. Вес метеоритов изменяется от десятков тонн до нескольких грамм, самые маленькие метеориты весят меньше грамма.

Крупные метеоритные глыбы при ударе о поверхность Земли образуют метеоритные кратеры, воронки и ямы. Самым крупным метеоритным кратером считается Овраг дьявола в штате Аризона, в США. Диаметр кратера 1207 м, глубина 180 м. Метеоритные кратеры и депрессии, образованные в результате ударного воздействия метеоритных глыб, известны в Эстонии, на острове Саарема, в Восточной Сибири, в Уссурийском крае, в Аргентине, в Австралии.

Железные метеориты представляют собой твердый сплав железа и никеля с примесями кобальта (до 0,7 %) и целого ряда редких металлов. Спектральными анализами было установлено, что железные метеориты содержат в своем составе медь, хром, олово, углерод, фосфор в количестве до сотых долей процента. В метеоритах с высоким содержанием никеля встречаются углеродистые соединения железа, микроскопические зерна алмаза, графит. Одни разновидности железных метеоритов имеют сложную кристаллическую структуру, другие оплавлены и не имеют кристаллической структуры.

Железокаменные метеориты имеют очень пористую текстуру, они содержат вкрапленные зерна оливина.

Каменные метеориты по составу близки земным ультраосновным и основным горным породам, но они имеют очень пористую текстуру или брекчиевидную текстуру. Брекчиевидные разновидности метеоритов образовались, по-видимому, в результате агломерации мелких осколков. Встречаются хондриты – агломераты с тонкими каплями застывшего силикатного расплава, свидетельствующего о плавлении каменного вещества. А. П. Виноградов, обратил внимание, что хондры возникают в гранитоидных породах после подземных искусственных ядерных взрывов. Основную роль в строении железокаменных и каменных метеоритов играют оливин, пироксен, сплав никелистого железа.

Химический состав каменных метеоритов резко отличается от состава вещества земной коры более значительными концентрациями железа и магния, при резком уменьшении содержания кремния, алюминия, кислорода, кальция.

В 1930 году Ф. Панет определял возраст метеоритов с помощью изотопных методов. Максимальное значение, найденное им гелиевым методом, составило 2,9 млрд. лет. Некоторые исследователи приводят более древний возраст – 4,5 млрд. лет.

4 Магнитное поле Земли

Магнитное поле Земли представляют как поле однородно намагниченной сферы, то есть диполя, ось которого соединяет магнитные полюсы Земли. Эта ось направлена под углом 12° к оси вращения Земли. Точки на поверхности Земли, на которые проецируется диполь, называются магнитными полюсами.

Магнитные полюсы не совпадают с географическими полюсами земного шара. Максимальное напряжение магнитного поля проявляется на полюсах, а к магнитному экватору напряжение падает. Пространственное положение магнитных полюсов меняется с течением времени. Это указывает на изменчивость внешнего воздействующего поля.

Магнитное поле Земли проявляет себя действием на магнитную стрелку компаса. Стрелка компаса устанавливается по направлению ориентировки силовых линий магнитного поля.

В структуре магнитного поля Земли выделяют поле материковых магнитных аномалий, аномальное поле и внешнее магнитное поле, которое обусловлено токами в ионосфере.

Региональные магнитные аномалии вызваны повышенными концентрациями в изверженных и метаморфических породах магнитных минералов, например, крупные магнитные аномалии связаны с залежами железистых кварцитов. Кроме того, оказалось, что изверженные горные породы могут обладать остаточной термальной намагниченностью, которая сильнее современного электромагнитного поля и имеет ориентировку прежнего наложенного электромагнитного поля. Остаточная намагниченность появляется при нагревании образцов пород до некоторого температурного предела – точки Кюри. При такой температуре ферромагнитные минералы размагничиваются, но при охлаждении испытуемых образцов возникает спонтанная намагниченность. Это явление указывает на существование в прошлом локальных сильных воздействующих электромагнитных полей.

Интенсивность внешнего магнитного поля меняется в связи с вариациями солнечной активности и другими космическими факторами.

Изменения космического поля влекут и вариации индуцируемого дипольного поля.

Во время запуска космических кораблей, с помощью счетчиков Гейгера, было обнаружено наличие радиационных поясов, обусловленных дрейфом высокоэнергетичных элементарных частиц, которые входят в состав атомов.

Недипольное поле представлено участками высокой и слабой интенсивности. Положение их в пространстве также изменчиво, поскольку изменчиво дипольное поле.

Магнитное поле выражается в каждой точке полным вектором напряженности магнитного поля, который обозначают (Т). Проекция этого вектора на оси координат и горизонтальную плоскость, а также углы склонения и наклона называются «элементами земного магнетизма».

Проекция полного вектора напряженности (Т) на горизонтальную плоскость называется горизонтальной составляющей и обозначается (Н). Проекция полного вектора напряженности (Т) на вертикальную ось называется вертикальной составляющей и обозначается (Z).

Проекция вектора Т на ось Х, направленную по географическому меридиану на север, называется северной составляющей, и обозначают (Х), а на ось Y, направленную по географической параллели на восток – восточной составляющей и обозначают (Y).

Напряженность магнитного поля Земли измеряется в эрстедах (это величина силы, которая в течение одной секунды сообщает массе в 1 мг ускорение, равное 1 мм), миллиэрстедах и гаммах.

Угол между географическим меридианом и горизонтальной составляющей вектора Н называется углом склонения (D). Склонение считается положительным при отклонении вектора Н к востоку.

Угол между вектором Т и горизонтальной плоскостью называется углом наклона (J). Наклонение считается положительным при отклонении вектора Т вниз.

(В северном полушарии северный конец стрелки компаса опускается вниз, а в южном – вниз опускается южный конец стрелки).

По направлению к северу и к югу наклонение увеличивается, на магнитных полюсах наклонение достигает 90°.

Углы склонения и наклона измеряются в градусах.

Элементы земного магнетизма непрерывно изменяются во времени и в пространстве, от точки к точке.

Между элементами земного магнетизма существуют следующие математические соотношения, которые можно выразить в виде следующих формул:

$$X = H \cos D;$$

$$Y = H \operatorname{tg} D;$$

$$Z = H \operatorname{tg} J;$$

$$T = H \sec J = Z \operatorname{cosec} J;$$

$$H = \sqrt{Y^2 + Z^2}; T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2;$$

$$\operatorname{tg} D = Y / X$$

Для современной эпохи элементы земного магнетизма изменяются в следующих пределах: H - от 0,4 э на магнитном экваторе до 0 на магнитных полюсах; Z – от 1,6 э в районе магнитных полюсов до 0 на магнитном экваторе; склонение – от 0° (на экваторе) до $\pm 180^\circ$ (на магнитных полюсах); наклонение – в пределах от 0° на экваторе до $\pm 90^\circ$ на магнитных полюсах.

Изменение во времени магнитного поля Земли называется магнитными вариациями. Причиной таких вариаций являются, прежде всего, деятельность Солнца.

На расстоянии около 10 земных радиусов регулярное внешнее электромагнитное поле переходит в хаотическое. Напряженность электромагнитного поля в околоземном пространстве изменяется обратно пропорционально кубу расстояния по линии Земля – Солнце.

Схемы строения магнитного поля Земли иллюстрирует рисунок 3.

Рисунок 3 – Схема строения магнитного поля Земли, по Дж. Брандту и П. Ходжу /1/.

5 Земная атмосфера.

Земля окружена воздушной оболочкой – атмосферой. При определении размеров и формы Земли ее внешняя газовая оболочка (атмосфера) не учитывается, поскольку верхняя граница этой оболочки не четкая и постепенно сливается с разреженной космической газовой средой. Условно принято считать верхней границей атмосферы уровень, на котором центробежная сила вращения нашей планеты компенсирует силу земного притяжения.

Строение атмосферы охарактеризовано в Приложении В.

Воздушная оболочка, окружающая Землю, представлена смесью газов, среди которых преобладают азот (78,09 %) и кислород (20,95 %), на долю остальных газов приходится менее 1 %, эти газы представлены углекислым газом, водородом, метаном, гелием, аргоном, ксеноном, неоном, криптоном. Атмосфера делится на тропосферу, распространяющуюся на высоту до 18 км на экваторе и до 10 км у полюсов; стратосферу, распространяющуюся до высоты 80 км, и ионосферу. Примерно на высоте около 900 км ионосферу сменяет «пояс диссипации», где происходит переход в межзвездную (разреженно-газовую) среду. Воздушная оболочка Земли в плоскости эклиптики Земли образует газовый хвост, протягивающийся на сотни тысяч километров в направлении, противоположном Солнцу. По строению этот газовый хвост Земли сходен с кометными хвостами.

В ионосфере преобладают положительно заряженные элементарные частицы. По современным данным, ионосфера и литосфера (земная кора и верхняя мантия) совместно образуют сферический конденсатор, причем ионосфера обладает положительными статическими электрическими зарядами, а литосфера – отрицательными. Дрейф заряженных частиц в ионосфере порождает теллурические токи в литосфере силой до 100 мА. Вспышки Солнца вызывают ионизацию вещества в более нижних слоях атмосферы, напряженность электрического поля на высоте 100-300 км при таких вспышках достигает 100 В/м, а в грозу – значительно выше. В атмосфере, в поясах космической радиации происходит свечение атмосферных ионизированных газов, а в полярных областях – полярные сияния. В периоды магнитных бурь сила теллурических токов достигает 2,5 А.

Воздушная сфера давит на Землю на уровне моря при температуре 0° С с силой 10333 г/м³. (Эту величину принимают за давление в 1 атмосферу, или 760 мм ртутного столба, или 1913,2 миллибара). С высотой давление понижается тем быстрее, чем выше температура. На высоте около 100 км атмосферное давление составляет всего около 0,0001 мм ртутного столба. Около 80 % всей массы атмосферы сосредоточено в ее нижней части – тропосфере. Содержание влаги в тропосфере постоянно меняется.

Тропосфера отличается постоянным наличием больших количеств водяного пара, в ее составе участвуют углекислый газ, сернистый ангидрид, поднятая с земли ветром пыль, частицы вулканического пепла, минеральных

солей. В тропосфере постоянно происходит циркуляция воздушных масс и в вертикальном, и в горизонтальном направлении. Перемещения воздушных масс порождают ветры. Часто возникают атмосферные вихри – циклоны и антициклоны.

В тропосфере температура воздуха сильно меняется в зависимости от географической широты и сезонов года. С высотой температура воздуха понижается на $0,6^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м высоты. У верхней границы тропосферы температура близка минус 75°C .

В стратосфере на высоте около 40 км начинается процесс диссоциации молекул кислорода, а дальше, с высотой, весь кислород переходит в атомарное состояние; образуется озон, который составляют трехатомные молекулы кислорода.

На высоте около 80 км образуются свободные молекулы водорода, в результате диссоциации метана и водяных паров, под влиянием космических излучений. Молекулы водорода диффундируют в экзосферу. На более низких гипсометрических уровнях, в результате взаимодействия между атомами нейтрального водорода и атомами ионизированного кислорода, образуются протоны.

В верхних слоях атмосферы, на высоте 100 – 150 км, с космических кораблей наблюдались скопления облаков космической пыли.

На высоте 200 км – 550 км воздух очень разрежен, а в интервале высот 250 км – 550 км газовое вещество ионизировано и состоит из ионов кислорода и азота, причем преобладают ионы кислорода.

На высоте более 550 км отмечаются гелий, нейтральные молекулы водорода, а также протоны и электроны. Электроны и протоны способствуют распространению радиоволн, которые при электрических разрядах в ионосфере создают свистящие звуки, когда их улавливают при настройке радиоприемников. В интервале высот 500 км – 1000 км преобладает гелий. При максимуме солнечной активности скопления гелия отмечались до высоты 2000 км.

6 Тепловой баланс Земли. Поглощение солнечного излучения и тепловой обмен между земной поверхностью и атмосферой.

Земная поверхность поглощает солнечное излучение, проникающее через слои земной атмосферы. Суммарное количество солнечной радиации, поглощаемое Землей как планетой, равно $179 \text{ ккал} / (\text{см}^2 \text{ год})$, из этого количества примерно две трети поглощается земной поверхностью, а остальная часть – атмосферой. Радиационный баланс земной поверхности оценивается в $79 \text{ ккал} / (\text{см}^2 \text{ год})$, эта энергия расходуется на испарение воды и турбулентный теплообмен земной поверхности с атмосферой.

Исследования теплового баланса были начаты в XIX веке, когда были изобретены актинометрические приборы. В первой половине XX века были определены составляющие теплового баланса земной поверхности для отдельных районов земного шара, а к середине прошедшего века был создан

Атлас мировых карт теплового баланса земной поверхности для каждого месяца и для средних годовых условий. Обширный материал получен в результате актинометрических наблюдений на акватории океане. В результате спутниковых наблюдений были построены мировые карты поглощенной радиации и радиационного баланса Земля – атмосфера. Таким образом был накоплен большой объем информации по наблюдениям за суммарной радиацией.

Процесс поглощения солнечного излучения земной поверхностью называется *инсоляцией*. Инсоляция способствует физическому (инсоляционному) выветриванию скальных пород. Особенно интенсивно инсоляция проявлена в пустынях.

Способность атмосферы поглощать и аккумулировать излучение Солнца называется тепличным, или парниковым эффектом и обусловлена наличием в атмосфере озона, углекислоты, паров воды. Озон поглощает ультрафиолетовые лучи, которые губительны для живых организмов. Углекислота и пары воды активно поглощают длинноволновое тепловое излучение. Содержание углекислого газа в атмосфере возрастает за счет вырубания лесов и загрязнения атмосферы при выбросах газовых отходов и при сжигании топлива, поскольку с газами в атмосферу выбрасываются пыль и сажа

Доля теплового излучения отраженного поверхностью земли составляет около 0,35 долей всей полученной тепловой энергии. Эта величина называется альбедо. Доля отраженного излучения увеличивается в районах, покрытых снежным и ледяным покровом.

Радиационный баланс земной поверхности представляет собой разность между поглощенной (коротковолновой) солнечной радиацией и эффективным излучением. Для определения эффективного излучения применяют полуэмпирические расчетные методы, которые учитывают зависимость эффективного излучения от температуры излучаемой поверхности, а также температуры и влажности воздуха и облачности. Общая величина уходящего в мировое пространство длинноволнового излучения Земли равна количеству поглощенной радиации. Отношение эффективного излучения к количеству поглощенной радиации характеризует влияние парникового эффекта на радиационный режим Земли.

Количество поглощаемого земной поверхностью солнечного излучения пропорционально косинусу угла падения солнечных лучей и обратно пропорционально квадрату расстояния от Земли до Солнца. Кроме того, интенсивность инсоляции зависит от высоты облучаемой поверхности над уровнем моря и прозрачности воздуха. Эти факторы обуславливают зональное распределение климатических зон на земном шаре, но в итоге климатическую зональность определяет многолетний режим погоды: температура и влажность воздуха, количество выпадающих атмосферных осадков, направление и сила ветров, туманы. Это переменное состояние атмосферы называется «погода», а климат – это среднее состояние погоды за многолетний период.

С поверхности Земли тепловое излучение поглощают нижние слои тропосферы, когда земная поверхность нагрета больше тропосферы. Но когда

поверхность Земли холоднее, то происходит отдача избыточного тепла тропосферой. Наибольшие значения турбулентных потоков тепла между поверхностью суши и атмосферой отмечается в тропических пустынях, но с увеличением увлажненности климата и понижением суммарного радиационного баланса турбулентный поток уменьшается. Почти всюду происходит теплоотдача с поверхности океанов в зимние месяцы, а в летние месяцы суммарный турбулентный теплообмен между поверхностью океанов и атмосферой близок к нулю. В экваториальных и тропических широтах в холодное время года происходит интенсивная передача тепла от глубинных слоев океанических вод через поверхность океана в атмосферу.

Зональное распределение атмосферного давления над поверхностью земли порождает воздушные течения в тропосфере и в стратосфере. Эти течения направлены из областей высокого давления в сторону областей низкого давления. Дополнительную циркуляцию создает неравномерное распределение суши. Теплые и холодные воздушные течения порождает неодинаковый прогрев воздуха над сушей и над водными пространствами, занятыми морями и океаном, а также на участках, расположенных на разных географических широтах. В верхних слоях тропосферы и в стратосфере при сближении фронтов воздушных масс с разными физическими свойствами возникают сильные ветры. Ветры совершают постоянную работу по разрушению горных пород и переносу их обломков, как по земной поверхности, так и во взвешенном состоянии, увлекая массы пыли в тропосферу и в стратосферу. Запыленность улучшает отражательную способность атмосферы, что приводит к увеличению альбедо. С движением воздушных масс связаны многие природные явления: испарение воды с поверхности суши, образование облаков, дрейфовые течения в океане и другие процессы.

Неравномерное распределение на поверхности Земли участков суши создает сложную картину планетарной циркуляции воздуха в тропосфере. В результате перемещений воздушных масс возникают значительные вариации атмосферного давления.

В морях и океане в результате изменений атмосферного давления возникают бароградиентные течения, которые направлены из области пониженного давления в область повышенного.

Под влиянием ветров, дующих длительно в одном направлении, возникают дрейфовые течения. В результате выравнивания уровня воды в океане, нарушенного нагоном воды дрейфовыми течениями, возникают компенсационные (или стоковые) течения.

Воздух в тропосфере при нагревании поглощает большое количество водяного пара. Количество водяных паров, содержащихся в 1 м^3 воздуха, измеряемое давлением пара в миллиметрах ртутного столба, называется абсолютной влажностью воздуха. Показателем сухости воздуха служит относительная влажность. Относительной влажностью называется выраженное в процентах отношение содержащейся в воздухе влаги, к количеству влаги, достаточному при данной температуре для полного насыщения воздуха водяными парами. Относительная влажность зависит от температуры воздуха:

чем выше температура воздуха, тем большее количество влаги он поглощает. Максимальная влажность воздуха наблюдается в приэкваториальных странах, а минимальная - в районах сильных холодов, например, в северо-восточной части Сибири, и в пустынях. При относительной влажности 100 % водяные пары образуют туман или облака, а затем, при понижениях температуры и изменении давления, выпадают в виде дождя и снега. Содержание водяного пара в воздухе вблизи земной поверхности определяется температурой, а с понижением температуры и удалением от земной поверхности количество водяного пара в воздухе быстро убывает. Насыщение воздуха водяными парами ведет к понижению атмосферного давления. Водяные пары конденсируются около скоплений пыли и дыма. При температуре воздуха около минус 40° С водяные капли превращаются в снежинки.

Превращения воды в атмосфере сопровождается поглощением и выделением больших количеств тепла. Затрата тепла на испарение определяется как произведение скрытой теплоты парообразования на величину испарения.

Солнечное излучение поглощается в поверхностном (активном) слое, толщина которого оценивается в один метр.

Суточные колебания температуры затухают на глубине около 1,5 м, они определяются в основном атмосферными факторами и проникающим к поверхности земли солнечным излучением.

До глубины 8 – 30 м тепловой режим в земной коре определяется сезонными колебаниями температуры воздуха. Ниже этой границы располагается пояс постоянной температуры, соответствующей средней годовой температуре данной местности. Ниже пояса постоянной температуры наблюдается постепенное увеличение температуры с глубиной. Мерой повышения температуры с глубиной служат геотермическая ступень и геотермический градиент. Величина геотермической ступени выражается в метрах, а геометрического градиента – в градусах Цельсия.

Под геотермической ступенью понимают количество метров глубины, на которое получается прирост температуры на 1° С.

Геотермический градиент – это величина возрастания температуры при погружении в Землю на каждые 100 м.

Величина геотермической ступени колеблется от 4 до 150 м. Среднее значение геотермической ступени для осадочных пород принято 33 м, а в кристаллических горных породах эта величина достигает 100 м. Величина геотермической ступени определяется теплопроводностью горных пород, слагающих данный район, и гидродинамическом режимом местности. Изотермы располагаются, в общем, параллельно рельефу. Под наиболее высокими горными массивами отмечаются высокие значения температурного режима. В области недавно потухших вулканов, например, в Исландии геотермическая ступень имеет величину 6,2 м.

Значения величины солнечной радиации, проникающих к земной поверхности, изменяется от 60 до 200 ккал / (см² год). Наибольшие значения этой величины связаны с поясами высокого атмосферного давления, за исключением районов с высокой облачностью.

Зависимость экзогенных геологических процессов от атмосферных факторов наиболее ярко выражена в протекании процессов выветривания и деятельности ветра.

(Следует отметить, что термин «выветривание» происходит от немецкого слова «Wetter», что значит по-русски «погода»).

7 Процессы, контролируемые преимущественно атмосферными факторами

7.1 Физическое выветривание.

В условиях резко континентального климата, при резких колебаниях суточной и сезонной температуры воздуха происходит физическое выветривание и разрушение скальных выступов кристаллических пород.

Резкие суточные колебания температуры происходят в пустынях и полупустынях, а также в высокогорных областях, поэтому там процесс физического выветривания особенно ярко выражен. В пустынях активно происходит процесс инсоляционного выветривания. Инсоляционное выветривание характерно и для условий сухого резко континентального климата.

В процессе длительного физического выветривания обнаженные каменные глыбы скальных горных пород превращаются в их глыбовые развалы, а затем, по мере дальнейшего механического разрушения, в дресву и песок.

Механическому разрушению способствует первичная отдельность скальных пород, которая возникает в результате динамодислокаций. Трещины отдельности в литературе описываются как диаклазы, или прототектонические трещины, поскольку они определяют ориентировку тектонических нарушений. Трещины отдельности имеют закономерную ориентировку относительно стран света. Эти трещины пересекаются под углом, близким к прямому углу. Экзогенные трещины, возникающие в процессе выветривания, наследуют системы пересекающихся трещин отдельности. Экзогенные трещины постепенно расширяются и углубляются, разбивая породы на глыбы.

Плотные монолитные скальные породы более устойчивы к физическому выветриванию, они образуют эрозионные останцы в виде выступов, столбов, островерхих скал, арок. Массивные монолитные породы начинают отслаиваться в направлении трещин отдельности.

Характерными формами отдельности является столбчатая отдельность базальтов, для гранитов характерна матрацевидная отдельность. По трещинам отдельности скальные породы распадаются на отдельные глыбы, в виде столбов, плит, чешуй, шаров, угловатых глыб.

А сланцевые, испытавшие стресс-метаморфизм породы распадаются на отдельные плитки и разлистываются; такой процесс называется десквамацией.

Интенсивность механического выветривания зависит от теплоемкости и теплопроводности кристаллических горных пород, а также определяется текстурно-структурными особенностями их минерального сложения. Быстрее всего разрушаются темноокрашенные и полиминеральные горные породы.

Разрушению скальных кристаллических горных пород активно способствует жизнедеятельность растений и микроорганизмов. Корни растений используют экзогенные трещины в скальных породах, разрывают породы. Организмы выделяют в процессе жизнедеятельности органические кислоты, которые разрушают породы.

Типичными областями физического выветривания являются каменистые пустыни. Каменистые пустыни безводны. В этих пустынях наблюдаются обнаженные выветрелые массивы кристаллических горных пород, которые образуют террасовидные поверхности с вертикальными уступами между ними, а на краях уступов скальные породы расчленены на глыбы конусовидной формы. Понижения между конусовидными останцами покрыты каменистыми россыпями и щебнем; в связи с полным отсутствием деятельности текучих вод продукты физического выветривания накапливаются на месте, образуя характерные формы ландшафта – каменные моря, поскольку песок и пыль уносятся сильными ветрами и развеваются вдали от каменистых пустынь.

В полупустынях в результате просачивания атмосферных осадков, вблизи земной поверхности формируется горизонт обызвесткования образующихся рыхлых пород – каличе.

В высокогорных и субполярных областях происходит преимущественно морозное выветривание, которому способствует вода, превращенная в лед. Лед давит на стенки трещин и разрывает горные породы на куски. Наиболее интенсивно морозное выветривание происходит тогда, когда частые колебания температуры находятся около точки замерзания воды. Подобные условия характерны для высоких полярных и субполярных широт, а также горных районов, расположенных выше снеговой линии. В таких районах огромные пространства покрыты каменными обломками.

В условиях резко континентального климата, при резких колебаниях температуры воздуха происходит накопление разрушенного в процессе физического выветривания обломочного материала. Обломочный материал разрушенных горных пород называется элювием. Элювий сползает с крутых склонов под влиянием изменения центров сил тяжести, смывается дождевыми водами, развевается ветрами. Перемещенный вниз по склонам разнородный по составу обломочный элювиальный материал называется делювием.

7.2 Деятельность ветра.

Разрушение скальных выступов происходит также и под влиянием движущихся воздушных струй. Ветер увлекает с поверхности земли мелкие частицы обломочного материала разрушенных горных пород. Ураганы способны отрывать выступающие куски и даже глыбы разрушенных горных пород и перемещать их на большие расстояния.

Геологическая работа ветра особенно проявлена в областях сухого климата, где происходят резкие суточные изменения температуры, а испарение превышает количество выпадающих осадков. Для работы ветра особенно благоприятны вершины гор, морские побережья, пустыни.

Ветер выдувает и развеивает рыхлые или слабо сцементированные осадочные отложения. Такой процесс называется *дефляцией*. Ветер переносит частички осадочных отложений, не защищенных почвенным покровом и растительностью, в направлении своего движения. Активное выдувание обломков разрушенных пород происходит в узких горных долинах и межгорных котловинах.

Плоскостная дефляция способствует формированию котловин выдувания; такие котловины возникают обычно по краям пустынь и в безводной местности.

Бороздовая дефляция выражается в формировании глубоких борозд, узких расщелин, рытвин выдувания в рыхлых породах, например, в лессах.

В результате развеивания сильными ветрами обнаженного почвенного покрова возникают пыльные бури, или суховеи. Особенно опустошительными были суховеи на Украине: ветра развеивали распаханый высушенный солнцем чернозем, и поднимали его в воздух; возникали *черные бури*.

В пустынях разрушительная работа, посредством гонимых ветром мелких песчинок, выражается в обтачивании, истирании скал и выступов горных пород. Такой процесс называется *корразией*. В результате корразии в породах возникают царапины, борозды, сотовые и ячеистые углубления, ниши выдувания. Наиболее крупные ниши возникают вблизи поверхности земли, поскольку ветровые потоки песка действуют вблизи поверхности земли. Корразия приводит к образованию причудливых эоловых арок, останцов, котлов и пещер. Сотовые и ячеистые углубления возникают при сверлящей корразии.

Ветра переносят также вулканический пепел и космическую метеоритную пыль.

В результате отложения переносимых ветром частиц на поверхности земли возникают *эоловые песчаные и глинистые отложения*. Для эоловых отложений типична желтая, серая, белая окраска, иногда красная или черная. Эти отложения порой имеют косослоистое сложение.

В пустынях песчаные эоловые отложения образуют *дюны, барханы и грядообразные валы*.

Дюны представляют собой удлиненные асимметричные холмы с округлой вершиной. Склоны холмов, обращенные навстречу ветру, пологие (5 -

12°), а противоположные (подветренные) склоны соответствуют углу естественного откоса сыпучих отложений. Высота дюн изменяется от 5 до 30 м, гигантские дюны достигают высоты 100 – 500 м. Дюны образуются на побережьях морей и озер. Известны древние дюны, заросшие сосновыми лесами, например в Полесье, к востоку от Москвы.

Барханы – это холмы, в плане имеющие вид лунного месяца, рога которого обращены по направлению движения ветра. Наветренный склон барханов пологий и длинный, а подветренный крутой. Гребни барханов острые. Высота барханов достигает 15 – 30 м.

Дюны и барханы бывают одиночные или в виде параллельных гряд, ориентированных перпендикулярно к господствующему направлению ветра и расположенных параллельно и рядами.

Грядобразные валы вытянуты в направлении движения ветра. Высота таких валов от 15 – 30 м до 200 м., эти валы образуют в пустынях системы вытянутых гряд. Длина гряд достигают десятки и сотни километров, они отделены друг от друга ложбинами.

Вблизи мелких кустиков растений формируются мелкие холмы – *кучевые пески*. Такие холмы задерживают гонимый ветром песок.

Дюны, барханы, кучевые пески, гряды и мелкая песчаная эоловая рябь движутся ветром и перемещаются в пространстве, происходит сдувание частиц с наветренного склона и накопления их на подветренном склоне. Скорость такого перемещения изменяется от нескольких сантиметров до метров в год.

В эоловых песках песчинки имеют характерную округлую форму с матовой поверхностью. Эоловая пыль и песчинки увлекаются сильным ветром. Образуются мощные низкие песчаные облака, скользящие над землей на высоте до 2 м. Плотные облака эоловой пыли поднимаются на высоту до 1,5 км. Но при слабых ветрах эоловые пески неподвижны.

По краям или внутри песчаных пустынь встречаются такыры – глинистые пустыни. В эти пустыни глинистые частицы были принесены ветром или водой во время сильных паводков.

По окраинам пустынь встречаются лессы – очень пористые и вместе с тем устойчивые породы, малосыпучие; мелкие частицы, составляющие их, плотно связаны между собой.

Происхождение лессов трактуется по-разному. В. А. Обручев считал, что лессы образовались из эоловой пыли, принесенной из пустынь ветром.

А. П. Павлов выдвинул делювиальную гипотезу, считая, что пылеватые частицы были намывы водой из разрушенных горных выступов, прилегавших к пустыням гор. Напротив, Л. С. Берг предположил, что лессы – продукты почвообразования, они формировались в процессе дальнейшего биохимического преобразования продуктов выветривания.

В Северной Америке и в Европе распространены лессы, принесенные ледниками, они накопились в период таяния ледника, а затем были перенесены ветрами.

7.3 Процессы, обусловленные оледенением и деятельностью льда.

По мере возрастания гипсометрической высоты рельефа температура воздуха и его влажность понижаются, а на некоторой высоте атмосферные осадки уже не выпадают. С этой верхней границей возможного выпадения атмосферных осадков совпадает и верхняя гипсометрическая граница возможного существования постоянного снегового покрова. Нижняя граница постоянного, то есть очень длительно не тающего, снегового покрова называется границей вечных снегов. Граница вечных снегов не постоянна, и ее положение определяются многими природными факторами. На экваторе современная граница вечных снегов лежит выше вершин наиболее высоких гор, но около 98,5 % всей площади современного оледенения занимают именно покровные ледники, где граница вечных снегов совпадает с современным рельефом земной поверхности, а горные ледники занимают небольшие по размерам площади.

Покровные, или гренландские ледники покрывают Гренландию и Баффинову Землю. Там голые утесы выступают из-под сплошного ледяного покрова. Ледяные покровы развиты и в Норвегии. Древнее материковое оледенение охватило Северную часть Европы и Северной Америки, его свидетелями являются эрратические валуны, моренные амфитеатры, озы, валунные глины.

Среди горных ледников выделяют каровые, висячие, кальдерные и долинные. Кроме этого, известны плоскогорные и предгорные ледники.

Каровые ледники заполняют ниши каров, или ледяных цирков. В конце каровых ледников накапливается морена.

Висячие ледники заполняют небольшие впадины на крутых горных склонах и заканчиваются ледяными обрывами на уступах склонов. Висячие ледники расположены гипсометрически выше каровых.

Кальдерные ледники образуются в кратерах потухших вулканов, эти ледники имеют форму ледяной шапки с небольшими ледяными языками на склонах.

Плоскогорные ледники покрывают выровненные поверхности гор, они покрывают сплошным чехлом большие пространства и опускаются в виде ледяных потоков в речные долины. Плоскогорные ледники развиты в Норвегии, поэтому их часто называют норвежскими ледниками.

Предгорные ледники развиты на Тихоокеанском побережье Аляски. Примером служит ледник Маляспина в районе залива Якутат. Древние предгорные ледники были развиты в Альпах.

Долинные ледники занимают межгорные речные долины. Долинные ледники, спускающиеся с разных сторон, заполняют собой межгорную котловину. Долинные ледники особенно широко распространены на Северо-Востоке Российской Федерации.

В высокогорных областях, выше так называемой снеговой линии, а также в приполярных областях накапливается *глетчерный лед*. Этот лед формируется из выпадающего и не успевающего растаять снега. Масса льда

постепенно уплотняется под влиянием нагрузки новых масс снега и льда, и перекристаллизовывается: из льда выдавливается весь воздух, и лед приобретает прозрачный голубоватый цвет и однородное массивное зернистое сложение. Глетчерный лед имеет полосчатую текстуру, которая обусловлена присутствием пылевидных частиц в виде тонких прослоек, навешанных ветром на поверхность снега в промежутках между снегопадами. Кроме этого, в массе глетчерного льда встречаются менее уплотненные прослои льда, они беловатые, с пузырьками воздуха.

Глетчерный лед под влиянием изменения сил тяжести начинает сползать по уклону ледникового ложа, ниже границы вечных снегов. По мере сползания, он все более и более уплотняется. Сползающий ледник разрушает горы.

Сильнее всего ледники разрушают островерхие скалы, после ледниковой эрозии скалы превращаются в сглаженные холмы, испещренные штрихами и бороздами, вытянутыми в направлении движения ледника. Если ледник полностью не перекрывает скальные выступы, штрихи и борозды, возникают только на одной сглаженной стороне; такие скалы называют «бараньими лбами», а совокупность этих скал – «курчавыми скалами».

Накапливающийся в высокогорных долинах и цирках нетающий снег с течением времени преобразуется в фирн – крупитчатый, непрозрачный, сплошной лед белого цвета.

Слово «фирн» происходит от древнегерманского слова «firni» - «прошлогодний», «старый». Впадины и низины, в которых скапливается фирн, называются фирновыми полями. В фирновых полях образуются фирновые ледники.

Фирновые поля занимают низины и впадины в рельефе, такие впадины приобретают со временем чашеобразную форму с крутыми отвесными склонами, поскольку рыхлые продукты все время сносятся из впадин сползающими ледниками. Такие, чашеобразной формы, впадины называют ледяными цирками или карами. Массы льда накапливаются в фирновых полях – обширных высокогорных заснеженных котловинах, это характерно для гор Аляски и Антарктиды, и заполняют горные долины вровень с седловинами перевалов и гребнями более низких хребтов. Из одного громадного фирнового поля выходят в более низкие долины несколько ледников, стекающих в разные стороны.

А в полярных и субполярных областях фирн и лед формируются даже на поверхности равнин.

В высоких горах с крупными межгорными долинами и острыми крутыми вершинами гор снег не задерживается на крутых склонах и в виде лавин осыпается на дно межгорных долин, превращаясь в лед. Подобные бесфирновые долинные ледники распространены на Памире.

Долинные ледники называются ледниками альпийского типа, в отличие от пиренейских, висячих ледников, развитых в горных странах со слабым оледенением.

Движущиеся по долинам ледники осуществляют ледниковую эрозию (экзарацию), они буквально выпаживают дно и стенки долин, сглаживая,

расширяя и углубляя ложе долины. Характерными формами рельефа после ледниковой экзарации являются ледниковые цирки, или кары. Проникая в узкие долины горных рек ледники выработывают корытообразные долины – ледниковые трог. Нередко трог заняты озерами.

Механизм экзарации заключается в отделении обломков скальных горных пород под влиянием огромного давления движущейся толщи льда. Обломки горных пород в виде глыб и щебня, а также захваченный ледником песчаный и глинистый материал, включаются в лед, и шлифуют поверхность даже очень стойких горных пород. Штрихи и шрамы на поверхности горных пород указывают на направление движения ледника.

Движение ледника аналогично движению водяного потока: сильное движение в центре ледника, а в боковых его частях движение льда замедляется в связи с трением о склоны и дно долины. В нижних частях ледника, в связи с сильным трением, лед становится как бы текучим.

В результате выпахивания материковыми ледниками речных долин возникли узкие глубокие корытообразные впадины с крутыми скалистыми стенами; эти впадины называют *фиордами*.

Во время потепления размеры ледника начинают сокращаться, и он начинает отступать. Периодические отступления и наступления ледников происходили, например, в Альпах, в Норвегии, в Исландии, в Средней Азии.

При таянии льда, заключенный в нем обломочный материал отлагается и дает *отложенные морены*.

Различают основные и конечные морены.

Основной мореной называют весь обломочный материал, выпавший во время таяния льда и покрывающий поверхность ледникового ложа.

Конечная морена опоясывает конец ледника и представляет собой валы и гряды обломочного материала, вынесенного ледником в результате выпахивания ложа ледника.

Морены состоят из совершенно не отсортированных обломков: глыб, дресвы, песка, глинистых частиц. Содержание грубообломочного материала, его состав и степень окатанности обломков определяется составом разрушенных горных пород и длительностью их переноса.

Потоки талых ледниковых вод и образующиеся в ледниковых впадинах озерные водоемы, способствуют накоплению ледниково-речных и ледниково-озерных отложений.

При отступании материковых ледников формируются валы, сложенные песчаным материалом и вытянутые по направлению движения ледника, эти валы называют – озы. Высота озов достигает 50 м, длина изменяется от сотен метров до десятков километров. Пространственно с озами связаны камы – холмы, высотой до 6 –12 м, сложенные валунным и песчано-гравийным материалом, образовавшимся при таянии льда. Камы образуются в краевых участках материковых льдов, ставших неподвижными. С озами морфологически сходны друмлины – валы, вытянутые в направлении движения ледника; эти валы с поверхности сложены мореной.

На внешней стороне конечных ледниковых морен и окаймляющих их *камов* (представленных беспорядочно сложенных слоистыми сортированными песчано-гравийными и валунными отложениями), за пределами покровных ледников, отлагаются мощные толщи песков, гравия и галечников. Эти толщи называют *зандрами*, а занятую ими площадь – *зандровыми полями*. Зандровые поля представляют собой пологие конусы выноса тающих ледниковых потоков.

В краевых частях *покровных ледников* в результате деятельности талых вод накапливаются водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения.

Талые воды, вытекающие при таянии материкового льда, блуждают по плоскости нерасчлененных равнин и отлагают песчаные покровы.

Если местность имеет наклон к краю тающего ледника, то конечные морены перегораживают сток тающих вод, могут образоваться озера. В таких озерах накапливаются так называемые *ленточные глины*.

Встречаются ископаемые ледниковые глины, которые содержат обломки – ледниковые валуны. Литифицированные ледниковые глины с валунами называются тиллитами. Наибольшей известностью пользуются, например, кембрийские тиллиты Южной Австралии, пермокарбоновые тиллиты в Южной Африке.

В областях субполярного и холодного климата, где среднегодовая температура отрицательна, например, в Восточной Сибири, в Канаде, на Аляске, ниже зоны сезонной мерзлоты, горные породы остаются мерзлыми и летом. Такое явление называют многолетней, или вечной мерзлотой. Мощность вечномерзлого слоя достигает от 100 м до 200 м, например, в районе Ленских приисков. Эта мерзлота существует тысячелетия и десятки тысячелетий, доказательством являются хорошо сохранившиеся в мерзлых породах трупы мамонтов и шерстистых носорогов, найденные в Сибири. В Российской Федерации зона многолетнемерзлых пород занимает около 2/3 всей территории. Зона многолетнемерзлых пород охватывает Кольский полуостров, север европейской части России, далее эта зона охватывает Полярный Урал, протягивается к Уральскому кряжу и делает резкий изгиб к востоку, где проходит на огромных пространствах Западной Сибири, и далее проходит вдоль правого берега Енисея. Зона вечномерзлых пород развита и на юго-востоке нашей страны, севернее города Благовещенска и Хабаровска, по левобережью реки Амура, на Камчатке (в районе хребтов Срединного и Восточного) и на вершинах вулканических сопок. В таких районах слой сезонной мерзлоты, оттаивающий летом, называется деятельным слоем. Летом деятельный слой обычно целиком насыщен водой или содержит воду в своей нижней части над водоупорными постоянно мерзлыми слоями горных пород; эти воды называют надмерзлотными водами.

На Алтае и в Саянах многолетнемерзлые породы имеют высотнополосое развитие: в Восточном Саяне на высоте 1700-1800 м мощность мерзлых толщ около 180 м, на Алтае на высоте около 3300 м мощность мерзлых толщ около 170 м.

Под толщей многолетней мерзлоты циркулируют подземные подмерзлотные воды, находящиеся под гидростатическим напором толщи мерзлых и не оттаивающих летом горных пород. Основное питание подмерзлотные воды получают за счет инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод, проникающих через зоны тектонических трещин, разломов, в местах проявления термокарста. В лесотундре и в северной части тайги в Западной Сибири развиты торфяные бугры и бугристые мари, связанные с пучением грунта в результате локального вытаивания подземного льда. В некоторых случаях напорные воды могут прорываться к поверхности или под почву и замерзают. Периодические оттаивания вод, замерзания и прорывы вод вызывают деформации пород в слое сезонного оттаивания. Нарушение естественного равновесия горных пород в районах вечной мерзлоты может вызвать их пластические деформации, а также разрушения возведенных строительных сооружений. Напорные воды, внедряясь в почву и замерзая в ней, вызывают пучение грунта: образуются крупные линзы замерзшей воды – гидролакколиты, а над ними возникают бугры с ледяным ядром, достигающие высоты 10 м.

В Сибири реки, текущие с юга на север, весной вскрываются в верховьях раньше, чем в среднем и нижнем их течении. Паводковые воды, несущие массы льда, оказываются подпруженными неподвижным речным льдом. В результате плывущий и подпруживающий лед выжимается водой на берега, разрушая их нагромождением в виде торосов. Затопы льда вызывают резкий подъем воды и большие наводнения.

В озерах и, особенно, в морях формирующийся зимой лед образует береговой припай, в этот припай включаются и обломочные береговые отложения. Весной, когда льды взламываются, они разносятся ветрами вместе с замерзшими береговыми обломочными отложениями. При некоторых благоприятных условиях речные льды накапливают по берегам рек особые обломочные накопления, которые в Сибири называют коргами.

8 Процессы, обусловленные деятельностью гидросферы

8.1 Химическое и биохимическое выветривание.

При удалении элювия процесс физического выветривания проникает все дальше вглубь разрушающихся коренных пород. Когда рельеф выравнивается, то образующийся чехол элювия подвергается продолжительному воздействию химического выветривания, в результате в зонах, благоприятных для просачивания вод, формируется глинистый покров – кора выветривания. В строение коры выветривания входят элювиальные накопления, сохранившие структурные признаки исходных пород и утратившие эти признаки в ходе химических и биогеохимических преобразований.

Активными агентами химического выветривания являются вода, воздух, минеральные соли и органические соединения, растворенные в воде, а также кислород, углекислый газ, органические кислоты. Глубина химического

выветривания определяется уровнем грунтовых вод. Химическое выветривание выражается реакциями растворения, окисления, карбонатизации, гидролиза, гидратации минералов. Кристаллизация солей в капиллярных трещинах ведет к нарушению монолитности горных пород. Ниже зоны грунтовых вод, в зоне застойных вод, насыщенных органическими соединениями, происходят процессы восстановления природных химических соединений.

Биоимическому выветриванию способствует жизнедеятельность растений, бактерий и живых организмов, живущих в почве. Растения активно поглощают газы и минеральные соли, растворенные в воде, и извлекают из разрушающихся пород так называемые зольные элементы (эти элементы были обнаружены в золе сожженных растений) - фосфор, серу, марганец, калий, магний, кальций, железо.

Химическое выветривание активно происходит в условиях слабо расчлененного и выровненного рельефа и жаркого влажного тропического климата, для которого характерны высокие среднегодовые температуры воздуха, длительные сезоны дождей, чередующиеся с засушливыми периодами. В условиях тропического климата в результате химического выветривания ультраосновных и основных горных пород, кристаллических сланцев, известняков формируются латеритные коры выветривания. С этими корами выветривания связаны месторождения никелевых и кобальтовых руд, железные руды, бокситы, концентрации цветных металлов.

В условиях умеренного климата химическое выветривание происходит менее активно. Мерзлый грунт слабо подвержен процессу химического выветривания.

Сплошной чехол коры выветривания, развитый на значительных площадях, называется площадной корой выветривания. Мощность площадных кор выветривания изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров, иногда достигает десятки метров.

Вдоль тектонических нарушений, контактов интрузивных тел, на выходах метаморфических и метасоматических пород, выходах рудных жил и даек возникают линейные коры выветривания.

За счет позднейших физико-химических процессов преобразования площадных и линейных кор выветривания формируются так называемые преобразованные коры выветривания. Например, на Енисейском кряже на выходах метасоматических пород с сульфидной вкрапленностью развивались линейные коры выветривания в виде карманов бурых глин и лимонит-кварцевых сыпучек. Эти глины и сыпучки явились концентраторами самородного золота, которое накапливалось в зонах окисленного сульфидного оруденения в процессе нисходящей циркуляции вод.

Кроме этого, различают остаточные коры выветривания, формирующиеся непосредственно на месте исходных продуктов физико-химического выветривания, и переотложенные коры выветривания, которые представляют собой скопления переотложенных (по склонам возвышенностей и у подножий склонов) продуктов остаточных кор выветривания.

8.2 Деятельность (поверхностных) текущих вод, ручьев и рек.

Текучие воды осуществляют эрозию. Эрозия – это линейный размыв горных пород. В результате линейного размыва происходит расчленение рельефа суши: образуются эрозионные борозды, рытвины, промоины, овраги.

Понятие «текучие воды» охватывает все воды, стекающие с поверхности суши в виде дождевых струй, талого снега, ручьев и рек. Геологическая работа текущих поверхностных вод зависит от массы воды и скорости ее движения, которая определяется уклоном земной поверхности. Средняя скорость течения воды в реке определяется по формуле Шези:

$$V = C \sqrt{RI},$$

где

V – средняя скорость течения воды,

C - коэффициент, учитывающий трение и шероховатость стенок и дна речного русла,

R – гидравлический радиус, или «живое сечение реки», представляющий собой величину соотношения площади поперечного сечения реки к длине периметра водяного потока,

I – уклон реки.

В небольших равнинных реках средняя скорость течения около 0,5 м/сек, горные реки – до 5 м/сек и больше.

Дождевые воды на пологих склонах возвышенностей и впадин текут в мелких неровностях отдельными струями, которые сливаются внизу в более крупные струи и потоки. Эти водные потоки переносят обломочный материал до подножья склонов. Но крупные обломки скальных пород оказывают сопротивление действию дождевых вод, поэтому эти обломки еще долго остаются на месте, их называют «венчающие глыбы». Потоки постепенно прорабатывают русло в виде рытвины с крутыми бортами. Эта рытвина вверх по склону прерывается, но со временем она достигает вершины склона. Таким образом, появляются овраги. Рост оврагов происходит по направлению к верховью потока. Текучие воды из разветвленной сети оврагов стекают в долину основного оврага. Овраги являются природной дренажной системой, они постепенно углубляются до уровня грунтовых вод и он понижается. Углубление оврагов продолжается до тех пор, пока уклон основного русла на каждом участке будет соответствовать массе протекающей воды, а профиль долины русла приобретет форму вогнутой кривой. Овраг становится ложем реки. Профиль речного русла становится в нижней части касательным к горизонту, а в верхней – круто поднимается в верховье склона. Потухшие овраги становятся балками, которые порастают травой, кустарниками и деревьями. Потухание обусловлено либо наличием выступов очень стойких пород, которые не поддаются быстрому разрушению, либо сочленением вершины растущего оврага с другим оврагом, который продвигается с противоположной стороны.

В горах весь водосбор образующейся овражной сети стекает на дно водосборной долины, минуя овражную сеть.

Крупные водные потоки постепенно разрабатывают постоянное русло, затем обширные и глубокие долины и ущелья в горах.

Образованию оврагов способствует хозяйственная деятельность человека: вырубка леса, кустарников, распашка земли и выпас скота на крутых склонах, работы по добыче камня (каменоломни) на крутых скатах.

На равнине зарождению овражной сети способствуют небольшие рытвины, пахотные борозды, узкие колеи на дорогах.

Разрушительная деятельность текучих вод проявляется и в виде площадного смыва. Площадной смыв обозначают термином абляция. Смыв разрушенных коренных пород и рыхлых продуктов со склонов возвышенностей происходит во время дождей и при таянии снега; в результате смыва происходит постепенное выполаживание склонов и выравнивание рельефа на суше, таким образом, постепенно, такие области превращаются в так называемые пенеплены – предельные равнины. На глубине эти равнины построены сложно дислоцированными горными породами. Классическим примером может служить долина Большого каньона в США.

Равнины могут испытывать орогенные тектонические движения. Затем наступит новый эрозионный цикл, который будет нацелен на нивелировку рельефа поверхности.

Крупные постоянные водотоки разрабатывают ложе, превращаясь в речные долины. Небольшие ручьи и временные потоки создают овраги. Все эти формы могут быть объединены общим термином – *эрозионные долины*.

Размеры эрозионных долин зависят от площади водосбора. Крупные протяженные реки имеют водосборы в миллионы квадратных километров. Водосборы рек называются речными бассейнами. Вследствие перемещения водораздела, под влиянием пятящейся эрозии, базис эрозии одного склона водосборного бассейна будет выше, чем базис эрозии другого склона. После встречи профилей равновесия произойдет захват соседнего бассейна. Базисом эрозии реки называется гипсометрический уровень приемного речного бассейна, в который впадает река. Местные базисы эрозии создаются в результате наличия порогов и уступов на реке, а также в местах впадения в реку крупных притоков или при подпоре реки искусственными сооружениями и оползнями.

Обломочный материал реки транспортируют в бассейны седиментации, которыми служат озера, моря и океаны. Бурные реки, протекающие в межгорных ущельях, способны переносить крупные глыбы горных пород диаметром до 2 м.

Реки и ручьи активно осуществляют глубинную эрозию, их русла с течением времени расширяются – происходит боковая эрозия. Неоднократное врезание русла рек сопровождается образованием речных террас в виде ступенчатых уступов – остатков старого русла.

По происхождению речные террасы могут быть эрозионные, аллювиальные и эрозионно-аллювиальные.

Наличие террас свидетельствует о колебаниях базиса эрозии и стадийности эрозионного цикла: периоды усиленного врезания русла сменялись периодами усиленной боковой эрозии, когда река расширяла свою долину. Надо различать поперечные и продольные террасы. Поперечные террасы обусловлены наличием локальных выступов стойких горных пород, наличием конусов выноса притока или наличием обвального холма. Поперечная терраса выражается в русле водопадом или перекатом. Продольные террасы располагаются или на одном, или на обоих берегах реки, они прослеживаются на большом протяжении или только участками. Две террасы, имеющие одну высоту и расположенные на противоположных берегах и соединенные горизонтальной линией, представляют собой остатки старого речного русла, это русло после понижения базиса эрозии было углублено рекой. Террас может быть одна, две, три и больше. Самая верхняя терраса является более древней.

Самая нижняя терраса, затопляемая во время паводков, называется поймой.

Пойма образуется в результате расширения речной долины и заполнения этой долины аллювием.

В горных реках пойма встречается только на определенных участках. На равнинах в крупных реках ширина поймы очень большая, в отдельных случаях она достигает десятков километров.

Ящикоподобные широкие поперечные профили речных долин характерны для рек с усиленной боковой эрозией в условиях низменных равнин; в горных странах, испытавших тектоническую активизацию и подвергшихся интенсивному размыву в мезозое и кайнозое характерны V-образные или конькообразные поперечные профили.

На ранних стадиях развития эрозионного процесса наиболее активно проявляется глубинная эрозия. Глубинная эрозия наиболее интенсивно проявляется в горных областях, так как уклоны рек крутые, реки имеют быстрое течение. Глубина речных долин достигает 1 – 2 км; долины имеют узкое дно, почти целиком занятое речным потоком. Склоны таких долин крутые и форма поперечного сечения русел V-образная. Встречаются узкие ущелья с вертикальными или ступенчатыми склонами – каньоны.

Глубинная эрозия будет продолжаться до тех пор, пока водный поток в русле имеет достаточную скорость и достаточный расход воды, способный транспортировать обломочный материал. В низовьях русла скорость размыва наибольшая. По мере приближения продольного профиля долины к равновесной форме, когда глубинная эрозия ослабевает или совсем прекращается, начинает действовать боковая эрозия, которая выражается в подмыве основания склонов речной долины и образовании плоского речного дна. В долине появляются расширенные участки, где на вогнутых отрезках речного русла образуются прирусловые отмели. Этой стадией соответствует ящикоподобный тип долины. Извилистость русла формируется при наличии растущих локальных блоковых выступов рельефа. От вогнутых участков реки к выпуклым ее излучинам происходят придонные движения воды в реке, эти

движения захватывают частицы ила, песка и гравий и откладывают эти частицы на выпуклом берегу. Таким образом, речное русло постепенно перемежается в сторону вогнутого берега, а на противоположном берегу возникают песчаные и гравийно-галечные накопления (в виде площадки) и возникает береговая отмель. Русло, имеющее прямолинейное положение в плане, преобразуется в извилистое, образуются речные излучины, которые называются «*меандры*». Название «*меандры*» возникло по названию реки Меандр в Малой Азии. Меандры способствуют выработке широкой пойменной долины. Порой возникают широкие петли речного русла, чередующиеся с узкими перешейками. В половодье перешейки прорываются быстрыми водными потоками, и река спрямляет свое русло, а в покинутом русле образуется дуговидное озерцо, которое со временем может превратиться в болото.

Поток текучей воды, движущейся в речном русле, переносит продукты разрушения горных пород в растворенном состоянии и в виде механической взвеси, а обломки разрушенных пород перекачиваются по дну реки. Скорость течения в разных точках поперечных вертикальных сечений реки различна и зависит в целом от уклона речного дна, массы воды в реке и очертаний русла. Максимальная скорость речного потока наблюдается в глубоких участках реки, а минимальная – на мелких участках и в придонной части реки.

Разрушенный материал выносится реками в морские и озерные водоемы, часть этого материала накапливается в долине реки.

Аллювиальные отложения имеют разный петрографический состав: у подмываемых берегов аллювий представлен галечником, валунами; русловый аллювий состоит из чистых косослоистых песков – «*речников*», хорошо промытых от глинистых примесей. Аллювий речных пойм состоит из нижнего галечно-песчаного горизонта и верхнего супесчаного и суглинистого. Пойменный аллювий в основном иловатый.

В русле реки глубокие участки называются плесами, они чередуются с перекатами – мало глубинными участками речного дна.

Плеса – это участки русла, в которых во время половодья происходит размыв дна у вогнутого берега излучина реки. На противоположном берегу этой излучины реки образуется песчаная русловая отмель.

Перекаты – это участки русла, где аллювий отлагается по всему поперечнику русла. Для перекатов характерны в основном песчаные отложения. На перекатах происходит перемещения песка вниз по течению со скоростью, которая оценивается несколькими десятками метров в год.

В толще накопленных русловых аллювиальных отложений наиболее древним будет самый крупный (грубый) русловый аллювий, а самым молодым – русловый аллювий, образовавшийся в самые поздние стадии смещения русла и расположенный в стороне от первого, хотя и залегающий на том же гипсометрическом уровне. По направлению вверх базальный горизонт грубого аллювия сменяет все более мелкий обломочный материал

Равнинные реки питаются в основном за счет атмосферных осадков и талого снега, в их питании незначительна доля подземных вод.

В горных районах с засушливым климатом распространены сухие речные долины. Водные потоки в таких долинах появляются только от случая к случаю, во время сильных летних ливней и в периоды затяжных сезонных дождей, а также во время таяния снега.

В горных реках огромные скорости руслового водного потока препятствуют отложению даже валунного и галечникового обломочного материала, а песок и глинистые частицы выносятся за пределы горной области сначала в предгорную равнину, а затем в водосборный бассейн (море или озеро), куда впадает река. При выходе горной реки или временного водотока на предгорную низменность у их устья накапливается вынесенный этими водотоками рыхлый материал в виде конусов выноса.

Конусы выносов образуют предгорный пролювиальный шлейф. Огромные пролювиальные шлейфы простираются вдоль склонов гор, поперек речных русел, например, у подножия гор Тянь-Шаня в Средней Азии.

Отложения таких конусов выноса представлены разнообразными галечниками, эти отложения называются пролювием. По периферии конусов выноса накапливаются суглинки и супеси, часто имеющие лессовидный облик.

Реки, спускающиеся с гор, врезаются в мощные толщи пород, накопившиеся у подножий гор, прорезают и размывают их, унося осадки на равнины.

Пролювиальные конусы выноса накапливаются и в устьях рек (в подводных условиях), впадающих в озера и моря. У самого устья реки накапливаются обычно галька и песок. За счет роста пролювиального конуса постепенно образуется надводный выступ, который в плане имеет форму треугольника, поэтому такие выступы называют речной дельтой (от начертания буквы «дельта»).

Дельты крупных рек занимают значительные площади: например, дельта Нила занимает площадь 22000 км², дельта Волги – 18000 км².

На равнинах речные долины отделены друг от друга водораздельными плато. На этих плато располагаются водосборы всех значительных временных водотоков. Стекающие с плато водные потоки устремляются в вершины возникающих на склонах плато оврагов, и поэтому вершины оврагов все дальше врезаются в плато. На склонах растут промоины и овраги, которые удлиняются и растут навстречу водным потокам. Такой эрозионный процесс называется поступательной эрозией. Растущие овраги, продвигаясь в глубь водораздельного плато, начинают ветвиться, образуется ветвистая овражная сеть. Устье основного оврага выходит в пологую речную долину или смыкается с текущей по дну крупной долины рекой.

Деятельность рек и ручьев определяется массой воды, протекающей через сечение русла в единицу времени (расходом реки или ручья). Расход реки или ручья меняется по сезонам года. Различают паводки, когда расход воды возрастает, и межень, когда расход минимальный. Во время паводка уровень воды поднимается, а если паводок очень велик, то река может выйти из берегов и затопить обширные площади. Такое явление называется половодьем. Именно во время паводков и в половодья реки и ручьи активизируют свою работу по

переносу обломочного и рыхлого материала. Во время половодий могут возникнуть наводнения: низменные участки суши затопляются водой.

8.3 Озера и их роль в геологических процессах.

Озера – это замкнутые впадины на поверхности суши.

Озера имеют различное генетическое происхождение. Различают озера тектонического, вулканического, ледникового, водно-эрозионного и водно-аккумулятивного, карстового, термокарстового, эолового происхождения.

Формирование котловинных озерных впадин тектонического происхождения обусловлено опусканием участков суши в результате сильных землетрясений. Ряд озер наследуют зоны континентальных сквозных глубинных разломов, например, озера: Ньясса, Таньганьика, Киву, Виктория, Эдуард, Альберт в Восточной Африке.

В Карелии и Финляндии многие озера образовались в результате выпаживания материковыми льдами метаморфических горных пород.

К северу от города Смоленска находятся Озерные края – обширная область, где озера возникли в результате неравномерного отложения моренных осадков. Затем понижения рельефа постепенно заполнились водой атмосферного происхождения.

На юге Западной Сибири в Кулундинской и Барабинской степях развиты просадочные озера, образованные в результате суффозии.

Реликтовые озера морского происхождения сформировались за счет отмирания внутриконтинентальных морей, например, Онежское озеро.

В озерах происходит активное накопление осадочных отложений. Характер осадочных озерных отложений зависит от целого ряда факторов: климата, условий рельефа окружающей местности, глубины озерного водоема, степени проточности озер. Осадочные озерные отложения представлены терригенными, хемогенными и органогенными осадками. В озерах лесостепной и степной части юга России накапливаются известковые осадки. Примерами озер, где происходит осаждение минеральных солей, являются соляные озера в районе Павлодара в Прииртышье.

В прибрежных участках континентальных озер накапливаются песчаные и галечниковые осадочные отложения, а в глубокой зоне – илы.

В озерах накапливаются скопления кальцитовых конкреций – икряные камни, озерные известняки и мергели.

Озерные илы по составу бывают карбонатно-силикатные, силикатно-карбонатные, карбонатно-силикатно-сапропелевые и сапропелевые. Сапропели («гнилые илы») образуются за счет разложения остатков организмов в условиях заражения водоема сероводородом и аммиаком. Эти газы формируются в основном за счет разложения погибших сине-зеленых водорослей. Многие пресные озера, развитые в болотистой, лесной и таежной местности, содержат накопления гидроокислов железа, иногда марганца. Эти накопления сосредоточены в прибрежной зоне.

Отложения древних озер нередко бывают угленосными.

По гидрогеологическому режиму озера подразделяются на 1) бессточные, 2) проточные и 3) с перемежающимся стоком.

Проточные озера отдают воду в другие водоемы или реки путем поверхностного и подземного стока, а в озерах с перемежающимся стоком сток наблюдается только периодически.

Геологическая работа озер выражается в разрушении волнами берегов и прибрежных частей дна, в озерах происходит переотложение водными потоками прибрежных накоплений, а также в накоплении донных осадков.

В крупных озерных водоемах в тихую безветренную погоду наблюдается колебание уровня воды под влиянием изменений атмосферного давления. Такие движения воды в стоячих водоемах получили название сейш.

Под влиянием ветров в крупных озерных водоемах возникают сильные волны, которые разрушают берега. Эти волны взмучивают на мелководье осадки. Под влиянием ветров на участках береговых отмелей действуют стонно-нагонные течения

8.4 Болота и процессы заболачивания.

Различают внутриконтинентальные и приморские болота.

Среди внутриконтинентальных болот выделяют низинные болота грунтового питания и верховые болота атмосферного питания. Кроме этого встречаются болота, которые имеют и грунтовое и атмосферное питание.

Низинные болота образуются на месте обмелевших, заполненных осадками и заросших растительностью озерных водоемов. Процессы заболачивания характерны для озер с плоским рельефом дна и пологими берегами. Заболачивание может происходить в застойных озерах с крутыми берегами в местах, защищенных от ветра. За счет таких озер возникают зыбкие болота, заполненные отмершей разлагающейся растительностью, а сверху заросшие мхами.

Верховые болота образуются на возвышенных местах в результате заболачивания лесов и лугов на равнинных междуречьях и пологих склонах. Верховые болота развиты в областях с умеренным климатом, где выпадает большое количество атмосферных осадков, в местах, где близко от поверхности на водоупорных пластах залегают грунтовые воды. Верховые болота распространены так же в тайге и в тундре. На болотах растет карликовая болотная сосна, некоторые кустарники и полукустарники, зеленые и белые мхи.

Болота могут появиться и на подзолистых почвах, где после вырубki или лесных пожаров исчезает лес. В таких местах появляется сначала зеленый мох, а затем возникает болото, заселенное сфагновыми мхами.

Могут развиваться болота также в поймах крупных рек: плавни, ольховые топи.

В тропиках широко развиты заболоченные участки морских побережий, где в местах, затопляемых приливами, но защищенных от прибоя, растут мангровые леса. Приморские болота известны вдоль берегов Охотского моря, на Камчатке, на побережье Черного моря.

Условия заболачивания морских побережий могут создаваться в результате тектонического опускания береговой зоны, покрытой лесами. Приморские болота покрыты густой растительностью.

Возможны и другие причины развития болот, детальный разбор этих причин содержится в специальных работах.

В болотах накапливаются отмершие растения. Эти растения захороняются толщами осадков. На дне непроточных болот отмершие растения разлагаются при участии микроорганизмов без доступа кислорода. В анаэробной среде отмершие растения обугливаются и постепенно превращаются в торф.

В Донбассе осадочная угленосная толща каменноугольного возраста представлена чередующимися мелководными морскими и континентальными осадками, которые накапливались в условиях низменной заболоченной суши. Такая толща могла накапливаться в условиях низменной заболоченной суши синхронно с проявлением тектонических движений, которые имели общую тенденцию к погружению.

В почве угольных пластов среднего карбона в Донецком бассейне отмечены остатки сохранившейся ископаемой почвы торфяника. Это глинистая, реже алевритовая, с примесью песчаного материала, масса, она содержит обуглившиеся остатки корней растений; в целом эта масса имеет своеобразную структуру и получила у шахтеров местное название «донецкого кучерявчика».

В болотах формируются болотные железные руды – скопления глинистого железняка, сидерита, фосфатов и гидроокислов железа. Под дерном заболоченных лугов осаждаются скопления дерновой железной руды. В прошлом, во времена гетмана Украины Богдана Хмельницкого, дерновые руды разрабатывались в Полесье.

8.5 Подземные воды, условия их формирования и роль в геологических процессах.

В подземных условиях вода находится: 1) в свободном и 2) в химически связанном состоянии (в виде конституционной, кристаллизационной и гидратной воды). Вода в массивах кристаллических (скальных) горных пород может находиться в виде пара – горной влажности; в жидком свободном состоянии; в твердом состоянии (в виде льда).

Пары воды проникают в породы вместе с воздухом и осаждаются на обломочных частицах, например, зернах песка, в виде капелек. Эти капельки могут отделиться от песчинок только в результате испарения. Вода, образовавшаяся из паров воздуха, проникшая в породы и находящаяся в виде прочно адсорбированных частицами капелек называется гигроскопической. Гигроскопическая вода не может свободно перемещаться в массе породы.

При увеличении количества проникшей из воздуха воды образуется пленочная вода, обволакивающая обломочные частицы. Пленочная вода может перемещаться в любом направлении. Это направление определяется

процессами конденсации или испарения, движение воды нацелено на выравнивание толщины пленки.

Если диаметр пор в обломочной породе не превышает 1 мм, при условии не полного насыщения этой породы водой – возникает капиллярная вода.

Капиллярная вода поднимается как в результате капиллярного поднятия воды с глубины, где породы насыщены жидкой водой, так и в результате проникновения воды из почвы вниз.

Если земная поверхность сверху залита водой, то вода по капиллярным порам засасывается на глубину, - происходит инфильтрация поверхностных вод.

По степени водопроницаемости горные породы можно разделить на три группы: 1) водопроницаемые, 2) полупроницаемые, 3) водоупорные.

К числу водопроницаемых пород относятся обломочные, пористые и трещиноватые породы. Примером полупроницаемых пород являются супеси, лесс, слабо трещиноватые скальные породы. Водоупорными пластами служат глины, разложившийся торф, плотносцементированные (скальные) осадочные и кристаллические горные породы.

Долгое время всем подземным водам приписывалось инфильтрационное происхождение. Инфильтрационная гипотеза возникла еще до нашей эры. Эту гипотезу высказал Марк Поллио (I век до н.э.). В начале XVIII века эта гипотеза была развита Мириоттом. Однако инфильтрационная гипотеза не могла объяснить существование в некоторых местностях необводненных толщ над глубоко залегающими подземными водами.

В IV веке до нашей эры греческий философ Аристотель пытался объяснить происхождение подземных вод сгущением холодного воздуха. В 1877 году Фольгер возродил идеи Аристотеля и выдвинул конденсационную гипотезу (гипотезу «подземной росы»), которая признает проникновение в грунт водяных паров, которые затем сгущаются и переходят в жидкое состояние. Эта гипотеза хорошо объясняет формирование горизонтов пресных вод в пустынях и в областях, где очень редко выпадают атмосферные осадки.

А.Ф.Лебедев (1907 –1911) развил дальше конденсационную гипотезу, подкрепил ее фактами. Он указал, что между атмосферой и литосферой существует постоянный водный обмен. Перемещение водяного пара происходит под влиянием разностей его упругости; в летнее время наиболее низкая температура в грунте отмечается в поясе постоянной температуры, соответственно в этом поясе устанавливается и минимальное давление, поэтому к этому поясу устремляются и водяные пары воздуха, и пары из нижних гипсометрических горизонтов. При перенасыщении водяными парами их конденсация ведет к выпадению атмосферных осадков и образованию подземных вод.

Э. Зюсс считал, что кроме вадозных вод (блуждающих в приповерхностном круговороте и имеющих связь с атмосферой), существуют ювенильные подземные воды, не участвующие в круговороте воды. Эти воды, считал Э. Зюсс, образуются из водяных паров, которые возникают при магматической деятельности.

Греческий философ Платон (IV – III в.в. до нашей эры) считал, что источником подземных вод являются просачивающиеся с поверхности и захороненные в толщах осадочных отложений воды морей и океанов. Такие воды называют реликтовыми. Но кроме этого следует отметить еще погребенные воды, которые проникают из морских водоемов в трещиноватые скальные породы и захороняются толщами морских и озерных осадков.

Подземные воды сосредоточены в рыхлых и трещиноватых породах; плотные глубокометаморфизованные и изверженные породы представляют собой водоупорное основание и экранирующие горизонты.

В зонах тектонической трещиноватости в массивных скальных породах циркулируют *трещинные воды*, которые могут быть 1) напорными и 2) ненапорными. Вода в трещинах образует водные жилы. В результате осаждения коллоидных и суспензионных масс трещины суживаются и закупориваются. Подземные воды образуют сплошную оболочку на суше, эти воды находятся в постоянном движении и участвуют в водообмене с поверхностными водами. Подземные воды являются одним из главных геологических факторов, поскольку обуславливают протекание химических реакций, нацеленных на метаморфическое перерождение пород.

По характеру водообмена различают: верхнюю зону свободного водообмена; среднюю зону замедленного водообмена и нижнюю зону застойных вод. Почвенные, болотные воды и верховодка принадлежат к зоне аэрации. Ниже верховодки на первом водоупорном горизонте залегают грунтовые воды. Грунтовые воды питаются атмосферными осадками, водами рек, озер и морей.

Артезианские (или «пластовые») воды залегают ниже грунтовых вод и перекрыты сверху и снизу водоупорными пластами. Области распространения артезианских вод называются артезианскими бассейнами.

Благодаря подземным водам происходит развитие процессов химического выветривания скальных горных пород.

Подземные воды способствуют перераспределению минеральных компонентов, участвующих в строении горных пород. Подземные воды выносят из горных пород растворимые в воде вещества, мелкие минеральные частицы в виде взвеси.

Современные циркулирующие воды выносят из рудоносных горных пород рудные компоненты и переотлагают их в виде новообразований. Например, за счет циркуляции подземных вод в рудничных выработках,3 сталактитах содержание переотложенного золота достигают 0,3 – 0,5 г/т. Нужно иметь в виду, что к переносу золота рудничными водами способствуют бактерии: автотрофы окисляют сульфиды и переводят золото в коллоидное состояние, а цианобактерии способствуют переносу золота в рудничных водах.

Растворение, выщелачивание, переотложение подземными водами вещества наиболее ярко выражается явлениями *карста и суффозии*.

Подземные воды содержат растворенные газы и соли. Просачивающиеся с поверхности по трещинам, воды насыщены кислородом, азотом, углекислотой, органическими веществами, они обогащаются в зоне застойных

вод сероводородом, метаном. Метеорные воды, попадая в зоны сквозных разломов с высокой плотностью потоков электромагнитной энергии, под влиянием сильного электромагнитного поля, диссоциируют на кислород и водород.

Подземные воды и вмещающие их породы образуют совместно гидродинамические системы.

Движущиеся по порам и трещинам горных пород подземные воды производят активную геологическую деятельность: химическое растворение (коррозию) минералов; переотложение минерального вещества в виде новообразований, возникших за счет растворения минералов; осуществляют механический перенос легкоподвижных частиц во взвешенном состоянии.

Благодаря деятельности подземных вод происходят карстовые процессы и суффозия. В пониженных участках рельефа восходящие напорные источники выносят из пород твердые частицы во взвешенном состоянии; такой процесс называется суффозией. Благодаря суффозии в районах с сухим полупустынным и пустынным климатом в лессовых и в глинистых водонепроницаемых породах возникает лессовый и глинистый карст.

Развитие карста происходит вблизи поверхности земли, где подземные воды встречают на своем пути растворенные породы (залежи каменной соли, гипса, ангидрита, пласты известняка, доломита, а также мраморы). Циркулируя по трещинам, вода размывает и растворяет эти породы; в результате, развиваются карстовые полости, подземные карстовые ходы, карстовые воронки, карстовые пещеры.

В пределах Оренбургского Урала по бортам карстовых воронок залегают галечники, они образуют так называемые «косые пласты», наклоненные под углом $50 - 70^\circ$, порой до 90° к горизонту. Эти галечники золотоносны, они состоят из галек кварца, кварцита с турмалином, которые содержат зерна видимого золота, а в основании «косых пластов» залегают золотоносные юрско-меловые отложения.

Термин «карст» происходит от названия известнякового плато Карст, которое расположено на северном побережье Адриатического моря, к северу от г. Триеста.

Карст распространен в карбонатных породах. Соляной и гипсовый карст – очень редкое явление, поскольку залежи соли и гипса размещаются среди непроницаемых для воды глинистых пород. Эти породы служат водоупорами. Залежи соли и гипсов имеют массивное сложение, они не трещиноваты и вода не проникает внутрь этих залежей, она может размывать и растворять эти залежи только в местах их выхода на поверхность.

Поверхностными формами проявления карста в карбонатных породах являются карстовые ходы, рывины. Такие формы, вскрываемые благодаря частым дождям, называются каррами. Порой карры развиты на обширных площадях, превращая их в непригодную для сельского хозяйства и даже труднопроходимую местность (карровые поля).

Крупные и глубокие карстовые котловины образуются в областях древнего карста. Эти котловины достигают глубины многих десятков и сотен

метров и занимают площади в десятки квадратных километров. Такие котловины известны в Боснии и получили название польев. Слово «полье», данное таким котловинам словенцами, подразумевает плодородность почв в таких котловинах, поскольку дно котловин покрыто глинистыми переотложенными продуктами, образовавшимися в результате растворения известняков, эти продукты обогащены различными микроэлементами и окислами железа и получили название «красная земля». «Красная земля» очень плодородна.

Для областей древнего карста характерны исчезающие речки и ручьи, уходящие под землю; слепые оврага и долины, внезапно перегораживающиеся крутыми водонепроницаемыми склонами; выходящие из-под земли реки. Примером исчезающей, а потом выходящей из-под земли реки является река Малый Кизил на Южном Урале.

В результате карстовых процессов происходят и катастрофические для человека явления: своды подземных карстовых ходов и пещер обрушиваются, а на поверхности земли образуются большие провалы, которые заполняются подземной водой. В результате карстовых провалов образуются озера; такие озера известны, например, в Среднем Поволжье, в Прикамье.

9 Деятельность морей и океана и основные черты строения океанических окраин и океанического дна

Моря и океаны являются крупными бассейнами аккумуляции (накопления) осадков. Но на дне морей и океана активно происходят процессы разрушения выступов рельефа земной коры

Характер осадконакопления определяется рельефом дна. Рельеф морского и океанического дна определяет и расселение организмов, обитающих в морях и океане.

Литоральная зона, или зона прибоя и приливно-отливных движений морской воды, распространяется до глубины 20 м. Приливно-отливные течения производят активный размыв дна моря, особенно в узких заливах.

Литоральная зона сменяется зоной шельфа (материковой отмели). Зона шельфа продолжается до глубины 200 м.

В зоне шельфа накапливаются терригенные, органогенные и химические осадки.

Терригенные осадки образуются в результате накопления осадков, принесенных с материков, эти осадки представлены песчаными и илистыми отложениями; распределение осадков по гранулометрическому составу определяется рельефом дна и направлением донных течений. Переход от песков к илам совершается постепенно, по мере удаления от береговой зоны.

На шельфе накапливаются органогенные осадки, за счет скелетов погибших морских организмов, состоящих из извести, кремнезема, фосфорнокислого кальция. Наибольшее распространение имеют ракушечники, образующиеся за счет устриц и моллюсков, и коралловые рифы. Образование

рифов связано с ростом колоний кораллов, живущих на глубине до 45 – 50 м. В строении рифов, помимо кораллов, большое участие принимают многие морские беспозвоночные с известковым скелетом, например, черви-трубкожилы, мшанки, известковые водоросли.

Коралловые рифы распространены исключительно в приэкваториальной полосе, в области Тихого и Индийского океанов, поскольку кораллы существуют только в чистой воде нормальной солености, при температуре воды не ниже 20° С. Рифы образуют барьерные и кольцевые постройки. Кольцевые постройки называют атоллами. Барьерные рифы окружают острова. Рифы могут находиться на некотором удалении от берега и отделяться от него лагуной.

Барьерные рифы окружают острова в архипелагах Микронезии, Меланезии, Полинезии.

Рифовые постройки могут отступать от берега на расстояние 50 – 100 км. Кораллы живут на глубине 45 – 50 м и появление рифовых построек вдали от берегов объясняется местными тектоническими поднятиями морского дна. Мощность рифовых построек достигает 700 м, что указывает на тектоническое опускание морского дна. Барьерные рифы образуются в начальные стадии погружения побережья, а кольцевые рифы вначале начинают формироваться в окружении островов, а затем продолжают формироваться вокруг затопленных островов. Мощность кольцевых рифов (по геофизическим данным) может достигать 2000 – 3000 м.

В глубоких зонах материковой отмели происходит образование фосфоритов. Источником соединений фосфора служат трупы морских животных. Наиболее богата соединениями фосфора морская вода на больших глубинах (более 500 м), но большое количество углекислого газа в воде на такой глубине удерживает эти соединения в растворенном состоянии, а в зоне шельфа восходящие морские течения выносят из морских глубин растворы, обогащенные фосфором. Накопление обогащенных фосфором осадков производит в шельфовой зоне от 50 до 150 м, где содержание углекислого газа в воде резко уменьшается в результате поглощения его морскими растениями и диффузией газа в поверхностные воды. Фосфориты могут формироваться и за счет скоплений раковин, состоящих из фосфата кальция, а также костей позвоночных животных и их экскрементов.

В зоне шельфа накапливаются соединения окиси железа, марганца, алюминия за счет коллоидных растворов и переотложения продуктов выветривания, выносимых текучими водами с материков.

Зона шельфа сменяется зоной материкового склона, который опускается до глубины около 3000 м.

Различают два типа континентальных окраин: тихоокеанские и атлантические.

Для тихоокеанского типа континентальных окраин характерны глубоководные желоба, проявления интенсивной вулканической деятельности на островных дугах или прилегающих континентальных окраинах. Понятие «островные дуги» подразумевает ансамбль тектонических структур:

подводные и надводные вулканические пояса, глубоководные впадины. Островные дуги отделены от океана окраинным морем и затопленными морскими террасами. На террасах развиты толщи кайнозойских осадков, которые представлены чередованием мелководных и глубоководных морских отложений, а также отложений, образовавшихся в результате деятельности турбидитных потоков и подводно-оползневых процессов. Более древние отложения морских террас представлены меловыми отложениями.

Островные дуги имеют выпуклую форму и обращены своей выпуклостью к востоку, реже – в противоположном направлении.

Глубоководные впадины – это узкие и глубокие рвы, их глубина достигает 8 – 11 км, ширина 50 – 100 км. Приокеанский склон желобов обычно пологий, он отделен от смежных океанических равнин невысоким пологим валом и покрыт маломощным чехлом осадочных накоплений, этот склон представляет собой серию субвертикальных разломов сбросового типа. Приостровные склоны желобов очень крутые, участками это крутые обрывы. Глубоководные желоба в геофизических полях выделяются как зоны отрицательных аномалий силы тяжести и низкие глубинные тепловые потоки. Днища желобов плоские, местами разделены поперечными выступами коренных пород, со дна желобов были подняты образцы серпентинизированных перидотитов и дунитов, авгит-рогообманковых габбро, базальтов, туфоагломератов.

Для атлантического типа континентальных окраин характерны так называемые пассивные окраины в виде прибрежных равнин, которые наклонены к океану и сложены мезокайнозойскими отложениями. Прибрежные равнины сменяет полоса шельфа шириной 100 – 200 м. Шельф обрывается в сторону океана крутым уступом – материковым склоном, изборозженным сетью подводных каньонов.

Континентальный склон принимается за границу континента. По геофизическим данным под континентальным склоном фиксируются глубокие прогибы, заполненные ближе к шельфу мелководными осадками, а дальше к океану отложениями мутьевых потоков.

Осадки, накапливающиеся на материковом склоне, представлены в основном илами; в подчиненном количестве накапливаются органогенные осадки, образующиеся за счет накопления раковин планктонных морских организмов. Илы имеют различный цвет, в зависимости от своего состава и среды формирования.

Синий ил имеет голубоватый или темно-серый цвет, он имеет запах сероводорода. Этот ил состоит из тончайших иловатых и глинистых частиц с небольшой примесью раковин микроскопических планктонных организмов и мельчайших выделений серного колчедана. Синий ил формируется в восстановительной среде при недостатке кислорода и при участии большого количества органического вещества. Синий ил широко развит на континентальном склоне и на океаническом дне.

Значительно меньше распространен красный ил. Красный ил имеет состав, который близок составу синего ила, но окрашен окислами железа в

красный или бурый цвет. Красный ил встречается у побережий, откуда реки сносят красноцветные продукты выветривания.

Зеленый ил распространен в верхней части материкового склона и встречается на шельфе, изредка он наблюдался на больших глубинах. Зеленый ил представляет собой песчано-глинистый материал, обогащенный зернами глауконита, придающими илу зеленый цвет, иногда он содержит желваки фосфоритов.

В Атлантическом океане, вблизи Исландии и у западного побережья Тихого океана вблизи берегов Камчатки, Японии, Индонезии встречается вулканический ил. Этот ил образуется вблизи центров вулканических извержений и представлен остроугольными обломками зерен темноцветных минералов, полевых шпатов, обломками вулканического стекла.

В экваториальной полосе Тихого и Индийского океанов вблизи коралловых островов накапливается коралловый ил. Этот ил образуется за счет осадения тонко издробленного волнами материала коралловых рифов.

Фораминиферовый ил образуется за счет известковых раковинок фораминифер, по внешнему виду этот ил представляет собой рыхлый осадок белого или желтого цвета, он формируется в глубоководных условиях.

Осадки ложа Мирового океана представлены известковыми и кремнистыми илами. Наиболее глубоководным является радиоляриевый ил, он встречен на глубинах 5000 – 8000 м.

На огромных площадях на дне океана, на глубине 3500-8000 м, залегают красные океанические глины. Окраска глин обусловлена окислами железа и марганца. Эти глины имеют очень древний возраст, они обогащены нерастворимыми древними остатками давно вымерших рыб, зубами акул и метеоритными частицами (магнитными шариками).

В океане на глубинах более 4500 м, происходит массовое растворение известки и образование бескарбонатных глинистых, цеолито-глинистых и цеолитовых осадков, содержащих гидроокислы железа и марганца.

В строении занятых морями и океанами акваторий участвуют:

- 1) затопленные морем окраины материков и крупных островов;
- 2) крупные подводные материковые склоны, изрезанные многочисленными подводными каньонами;
- 3) материковые подножья,
- 4) бордерленды –раздробленные разломами глыбовые окраины материков,
- 5) котловины окраинных морей, отделенные от океана грядами островных дуг и подводных гор;
- 6) ложе Мирового океана с системой опоясывающих весь земной шар срединно-океанических хребтов, ветви которых уходят вглубь современных континентов; (кроме срединно-океанических хребтов установлены валообразные холмистые поднятия, которые сочетаются с системами гигантских тектонических разломов, порой такие поднятия возвышаются в виде островов).

Примерами подводных гор служат Гавайский и Императорский хребты. Они возвышаются над днищем океанических котловин на высоту 4-5 км. Ширина этих глыбовых поясов достигает 1000-2000 км, пояса разделены глубинными разломами на серию глыбовых блоков длиной 50 – 300 км и больше, смещенных друг от друга на многие километры. Зоны поперечных разломов дугообразно изогнуты и отмечаются в рельефе глубокими, до 2 км глубиной, ущельями, или желобами.

На большей части акватории океанов континентальная кора отсутствует. Дно океанов составляют очень древние породы, перекрытые толщей мезокайнозойских осадочных накоплений.

Океаны не являются постоянными геологическими структурами, об этом говорил и Аристотель: «Море приходит туда, где прежде была суша; суша вернется туда, где сегодня мы видим море, ...эти изменения следуют одно за другим...».

Выступы древних пород образуют в океане глыбовые пояса – срединно-океанические хребты. Интенсивно раздробленные и милонитизированные образцы древних кристаллических пород, отвечающих по составу континентальным ультраосновным и основным горным породам, были подняты драгированием со Срединно-Атлантического хребта; по определению Института Карнеги, эти образцы показали возраст около 4,5 млрд. лет. Ультраосновные и основные горные породы обнаружены в зонах крупных гигантских разломов и были подняты со стенок рифтовых долин.

Срединно-океанические хребты разветвляются и проходят из одного океана в другой, протяженность этих хребтов достигает многие тысячи километров. На поверхности хребтов отмечается сильно прерывистый слой карбонатных и вулканических осадков и продукты размыва коренных пород, составляющих хребты.

Пояса срединно-океанических хребтов не всегда занимают срединное положение в океане, порой они имеют и окраинное положение. Хребты представляют собой сочетание гребней – горстов, которые поднимаются выше уровня воды, и узких грабенов – рифтов (грабенообразных долин). Рифтовые зоны достигают глубины 1 – 4 км. Ширина рифтовых впадин изменяется от нескольких километров до нескольких десятков километров.

В районе срединно-океанических хребтов зафиксирована повышенная сейсмичность, активная вулканическая и гидротермальная деятельность.

На материковых подводных склонах и склонах срединно-океанических хребтов происходят процессы оползания и обрушения разрушенных пород, активно происходит подводное выветривание, возникают подводные мутьевые потоки – турбидиты. Турбидитные потоки, отличаясь гораздо большей плотностью, чем морская вода, перемещаются по дну океана, производя активную работу по эрозии океанического дна. Под влиянием эродирующей деятельности турбидитов на материковом склоне и на дне океана возникают подводные каньоны, напоминающие русла наземных рек. Наблюдается связь отдельных крупных рек с такими подводными каньонами, например, такая связь отмечена для реки Конго. Каньоны наследуют сеть подводных

тектонических разломов; внутриразломные зоны заполняются рыхлыми продуктами.

Донные течения и мутьевые потоки выравнивают холмистый подводный рельеф дна океана. Постепенно холмистый рельеф сглаживается под толщей рыхлых осадочных отложений, мощность которых достигает до 1 – 2 км. Эти отложения представлены в основном кремнистыми осадками. Локально развиты карбонатные биогенные осадки и тонкозернистые терригенные осадки (илы).

Для континентальных склонов и районов срединно-океанических хребтов характерно накопление ритмичных флишевых толщ. Эти толщи достигают огромной мощности.

Воды морей и океана находятся в постоянном движении, благодаря: перепадам атмосферного давления; под влиянием центробежных сил, связанных с вращением Земли; в связи с притяжением Луны и Солнца; под действием ветра, под влиянием постоянных циркуляций в толще воды; в связи с моретрясениями.

Давление воды в океане с каждым метром глубины возрастает на $0,1 \text{ кгс/см}^2$. На глубине 10 км давление составит около 1000 кгс/см^2 . Дополнительную нагрузку на дно создает масса морской воды, перемещающаяся при приливах и отливах, при этом и направления силы тяжести в толще воды изменяются.

На больших глубинах вода имеет высокую плотность и низкую температуру, не превышающую 3°C .

Направление морских и океанических течений связано с распределением суши: постоянные течения образуют замкнутые круговые системы, которые контролируются очертаниями берегов и центробежными силами.

Ветер, дующий со скоростью около 1 м/с, вызывает на поверхности воды мелкие короткие волны, бегущие рядами. При усилении ветра морские волны приобретают вихревые движения и наблюдаются в виде всплесков (покатых водных холмов), эти волны при сильном ветре достигают больших размеров, и даже когда ветер прекращается, при полном штиле, самые крупные волны продолжают колебаться (так называемая «мертвая зыбь»).

С ростом высоты волн в толще воды на глубине возникают, в результате опрокидывания гребней волн, обратные противотечения; эти противотечения направлены в противоположную основному течению сторону.

Растворенные в морской воде соли представлены в основном хлористым натрием (78,32 %), хлористым магнием, сернокислым магнием, сернокислым кальцием, хлористым калием; морская вода также содержит углекислый кальций (0,04 %), растворенные газы (кислород, углекислый газ, аммиак, сероводород). На глубине морские воды обогащены фосфатами и нитратами, за счет разложения зоопланктона и трупов морских животных. В качестве взвеси в морских водах содержатся сносимые с суши терригенный материал и биогенные компоненты фитопланктона. Содержащиеся в этой терригенной взвеси основные компоненты – карбонаты кальция, аморфный кремнезем, органическое вещество, имеют биогенное происхождение. Взвешенные

терригенные частицы преобладают в прибрежных морских водах и содержатся в количестве от 0,4 до 12,55 мг/л.

В области жаркого и сухого климата в прибрежной полосе морей могут накапливаться химические осадки. Характерными отложениями являются оолитовые известковые осадки, которые накапливаются в настоящее время, например, в юго-восточной части Каспия, у берега Аральского моря, вблизи берега Красного моря.

Химические осадки накапливаются в заливах и в лагунах, почти или полностью утративших связь с открытым морем; здесь накапливаются соли – каменная соль, гипс, калийные соли и другие.

В морях и в океане богат животный и растительный мир, но он обитает там, где есть солнечный свет и в воде содержится достаточно кислорода, необходимого для их жизнедеятельности. Морская вода обогащается кислородом во время морских волнений и в результате общей циркуляции морских вод, в верхних зонах моря кислород выделяется растениями при фотосинтезе.

У берегов морей происходит активное разрушение прибрежных скал, в связи с приливами и отливами морской воды и воздействием волнового прибоя. Во время сильного шторма на берег обрушиваются сильные волны. Под влиянием непрерывных ударов морских волн в основании берегового склона может образоваться волноприбойная ниша, над которой размещается карниз из нависших пород. При углублении волноприбойной ниши периодически происходит обвал карниза. В результате сильного прибоя от морского берега откалываются глыбы, они разбиваются волнами и накапливаются у подножья склона. Скалистый отвесный берег постепенно отодвигается в глубь суши, а у его подножья формируется абразионная площадка, сложенная окатанными валунно-галечниковыми накоплениями. Такой процесс разрушения морского берега волнами называется абразией. Скалы из более крепких горных пород могут очень долго противостоять абразии и образуют выдающиеся в море мысы. Абразионные останцы образуют одиночные, причудливые скалы в море. До настоящего времени сохранились почти неизменные морем берега с высокими склонами, сложенными прочными породами.

На берегах полярных морей морские волны оказывают на мерзлые породы и льды термическое воздействие.

Конфигурация морских берегов определяется их строением и элементами складчатости. Берега, совпадающие с простиранием дислоцированных толщ, отличаются прямолинейными очертаниями, а берега, ориентированные вкрест и диагонально к простиранию геологических структур характеризуются значительной изрезанностью. В зависимости от степени расчлененности различают абразионные и аккумулятивные морские берега. Кроме этого, выделяют ингрессионные морские берега. Ингрессионные берега развиваются в результате новейших тектонических движений и проникновения моря в пониженные части рельефа суши, например, в тектонические впадины, долины рек.

Наиболее активно абразионные процессы происходят у крутых морских берегов, сложенных быстро разрушающимися породами. Приливные и отливные течения уносят мелкие обломки в глубь моря. Морские волны намывают на пляж или пологий берег песок, мелкую гальку, битую ракушку, водоросли, скелеты умерших морских животных. Так образуются береговые валы.

Если береговая линия моря сильно изрезана, то намываемые береговые валы образуют косу, которая перегораживает залив и отделяет его от открытого моря, - возникают заливы, лагуны или полностью потерявшие связь с морем крупные озера морского происхождения.

В морских бассейнах происходит накопление различных осадочных отложений: терригенных, вулканогенных, химических и органогенных.

В прибрежной полосе (литорали) накапливаются терригенные осадки (гравий, галечник, крупнозернистый песок).

У отлогих берегов накапливаются тонкозернистые и илистые осадки. На заболоченных морских побережьях образуются осадки, богатые органическими веществами.

В литоральной зоне могут накапливаться битые ракушечники и известковые осадки (за счет отмирания морских организмов с известковым скелетом, такими организмами являются, например, кораллы, мшанки, моллюски, известковые водоросли и другие организмы).

10 Глубинные геологические процессы

10.1 Понятие об эффузивном и интрузивном магматизме.

Термин «магматизм» подразумевает целую совокупность сложных эндогенных процессов, которые выражаются внедрением магматических тел, их интрузий и извержением силикатных расплавов в процессе вулканической деятельности. Соответственно различают 1) эффузивный и 2) интрузивный магматизм.

Процесс эффузивного магматизма выражается извержением силикатных расплавов на поверхность в виде потоков и покровов. Кроме этого происходит застывание этих расплавов в выводных каналах вулканических аппаратов.

Возникновение магматических силикатных расплавов обусловлено нарушением термодинамического равновесия в глубинных зонах и увеличением объема газовых камер на глубине. При этом возникают большие гидростатические давления, способствующие расширению каналов в глубине, что вызывает резкое снижение давления и сильное повышение температуры, плавление горных пород в локализованных участках литосферы.

Термин «магма» обозначает глубинную массу, находящуюся в состоянии вязкой пасты, расплавленного «месива». Магма обогащена летучими и газообразными компонентами, парами воды. При внедрении магматических тел летучие компоненты магмы оказывают сильное воздействие на вмещающие горные породы, которые оказываются на контакте с внедряющимися магматическими интрузивными телами.

Освободившись от газов и паров, достигшая земной поверхности магма, называется вулканической лавой.

Толщи горных пород над магматическим очагом подвергаются сильному термальному прогреву. Образуются трещины, и скопившиеся газы и магма выходят на поверхность.

Температура извергающихся силикатных расплавов достигает отметки 1350° С.

Порой очень вязкие расплавы выдавливаются на поверхность из вулканического кратера или из кратеров, расположенных на склонах вулкана. Такой тип извержений фиксирует конечные стадии вулканов газо-взрывного типа и проявлен, например, в Индонезии, на острове Ява.

Немецкий геолог Э. Хаарман (1930) куполообразные вздутия толщ горных пород над магматическими очагами назвал «геотуморы».

Подкоровые и очень глубинные коровые очаги плавления каменного вещества обусловлены, по-видимому, термоядерными процессами радиоактивного распада. Появление таких очагов приводит к усилению тепловых потоков из недр, в результате сильного термального прогрева нарушается термодинамическое равновесие в массивах горных пород. Некоторые исследователи предполагают, что глубинные магмы в процессе внедрения дифференцируются на легкоплавкие и тугоплавкие компоненты, по принципу зонной плавки. В процессе внедрения интрузий магмы происходит ассимиляция глыб и обломков горных пород, захваченных магматическим расплавом в процессе его внедрения.

Следует помнить, что вещественный состав интрузивных тел, застывших в глубине, существенно отличается от первичной магмы, поскольку эти тела испытывали длительные последующие метаморфические преобразования и тектоническое воздействие.

Изверженные породы по химическому составу, на основании процентного содержания окиси кремния, разделяются на кислые (содержание окиси кремния более 65%), средние (от 65% до 52%), основные (от 52% до 40%), ультраосновные (менее 40%).

Относительно состава исходной магмы единого мнения не существует. Одни исследователи признают только исходную базальтовую магму, которая в последующем, в ходе очень длительных и сложных процессов глубинной гравитационной дифференциации вещества преобразуется на различные типы. Дифференциация вещества происходит как в процессе кристаллизации магматических расплавов, так и в процессе последующего повторного магматического плавления, а также в результате ликвации. (Ликвация – это разделение расплава на два несмешивающихся силикатных расплава, по удельному весу).

Магматические тела залегают в недрах в виде батолитов, а среднеглубинные и малоглубинные тела залегают в виде силлов и сложных по конфигурации межпластовых и трещинных интрузий и даек.

Термин «плутонизм» использовал Г.Штилле для обозначения глубинной интрузивной магматической деятельности. Среди плутонических тел исследователи различают:

- 1) послескладчатые, не испытавшие последующих динамодислокаций,
- 2) соскладчатые, эти тела подверглись влиянию процессов динамометаморфизма, о чем свидетельствует сдавленность интрузивной породы, ее гнейсовидное строение, автометаморфическое преобразование.

Соскладчатые тела испытывали влияние флюидов и газов, они содержат в своем составе ортоклаз, микроклин, альбит, эгирин, слюды, кварц, гранаты, турмалин, содалит. Летучие вещества понижают температуру плавления пород и способствуют их витрофикации (остеклованию) пород. Практика плавления стекла в печах показала, что при длительном непрерывном процесс плавления, за счет добавок щелочей и извести, из расплава происходит выделение кристаллов волластонита и диопсида. В природных условиях, под влиянием щелочных растворов из магматических расплавов происходит выделение более тугоплавких компонентов, обогащенных окислами железа, кальция и магния.

Послескладчатые тела, возникшие в процессе плавления, отличаются по минеральному составу, для таких пород характерно присутствие тридимита, мелилита, богатых известью плагиоклазов, нефелина, лейцита, анортита.

Следует отметить особый тип изверженных пород – кимберлиты, образовавшиеся в газовых трубах, заполненных обломками змеевиковой породы, обломками сланцев и песчаников. Такие газовые трубы возникают в результате взрывов газов, которые прокладывают себе путь к поверхности под влиянием сильных термальных потоков и высокого направленного давления.

10.2 Вулкано-плутонические и поствулканические процессы.

Вулканы представляют собой чаще всего гору или холм, образовавшиеся над отверстием или трещиной, через которое на поверхность извергаются расплавленные силикатные лавовые массы, обломки раскаленных пород, вулканический пепел, пары и газы. Термины «вулканизм», «вулкан» произошли от названия небольшого острова в Средиземном море, который удивлял древних греков непрерывными выделениями клубов пара и удушливых газов, а по ночам над островом появлялось яркое красное свечение. В честь бога огня Гефеста, или Вулкано, этот остров называли «Вулкан»; позднее это название стало нарицательным.

Конусообразные и куполовидные вулканические горы достигают внушительной высоты.

Щитовые вулканы по форме напоминают лежащий щит и представляют собой плоские возвышенности с пологими склонами. Кратеры щитовых вулканов представляют собой эллиптические или округлые впадины с почти вертикальными боковыми стенами. Иногда боковые стены представляют собой узкие террасовидные, ступенчатые уступы. Остатками древних щитовых вулканов являются Гавайские острова. В настоящее время на Гавайских островах действуют несколько вулканов, среди них – вулкан Мауна-Лоа, он

поднимается на 4166 м над уровнем океана, а его склоны уходят на дно океана. Глубина океана в районе Гавайских островов достигает 4600 м.

Т. Вильсон (1965) обратил внимание, что на Гавайских островах возраст вулканов омолаживается в юго-восточном направлении, и высказал мнение, что вулканическая гряда Гавайских островов находится над «горячей точкой» («hot spot»), где с глубины поднимаются мантийные струи флюидов Зоны действия мантийных струй. (mantle plum) выражаются в геофизических полях положительными гравитационными аномалиями, это активные зоны Земли, и они фиксируются отклонением фактических орбит искусственных спутников Земли от расчетных параметров.

По наблюдениям очевидцев, вулканические извержения начинаются с подземного гула, сотрясения поверхности земли в окрестностях вулкана, появлением разрывов земли и выбросами газов и вулканических паров. Возникают клубящиеся тучи пепла, грозовые разряды и ливни. Появление больших количеств воды вызвано соединением водородных газов с кислородом воздуха. Ночью над вулканами видели раскаленные докрасна светящиеся куски горных пород, выбрасываемых вулканом.

Могут извергаться огненные фонтаны жидкой лавы высотой до 300 м и диаметром несколько десятков метров. Происходят выбросы гигантских столбов газов и водяных паров. Извергаются «палящие тучи» раскаленных горячих газов и пепла.

Многочисленные химические анализы вулканических лав показывают, что кислые лавы богаты кремнеземом и щелочными легкими металлами, а основные лавы бедны этими веществами и отличаются наличием окислов щелочноземельных металлов и железа. Кислые лавы светлого, порой красноватого цвета и образуют вязкие короткие потоки, а основные лавы – тяжелые жидко-плавкие и темного цвета.

Вулканы извергают:

- 1) смеси газов, такие смеси представлены сернистыми газами, азотом, водородом, метаном, аргоном, соединениями водорода с хлором, фтором, бором),
- 2) пары углекислоты.

Газы с твердыми частицами вулканического пепла – дымящиеся, с температурой выше 180° С, называют *фумаролами* (от латинского *fumus* – дым), эти газы выделяются из паразитических кратеров. Фумаролы имеют вид густых облаков. В составе фумарол отмечены концентрации серы, хлористого водорода, хлоридов (натрия, железа, меди, цинка), окислов меди и железа, окиси углерода, водорода, борной кислоты, сернистых соединений мышьяка, различных солей щелочных металлов, соединений аммония, сернистых соединений свинца, цинка, олова, меди; присутствуют азот, кислород, галоидные и сернистые соединения. Вулканические парообразные возгоны создают скопления «сублиматов», в составе которых определено около 50 химических элементов.

По характеру извержений вулканы можно разделить на три группы: лавовые, газозрывные и смешанные. Как правило, в начальный период

действия вулкана происходят лавовые и смешанные (лавовые и газо-взрывные) извержения, а в поздние этапы вулканической деятельности происходят газо-взрывные вулканические процессы. Современные вулканические извержения – газо-взрывные и смешанные.

В результате сильного термального воздействия на поверхности пород вблизи вулкана возникает термальная корка, которая периодически взламывается и дробится, образуя нагромождения в виде небольших карликовых конусов, из которых по трещинам выходят скопившиеся газы и пары.

Поверхность излившейся лавы, быстро застывая, препятствует дальнейшему быстрому излиянию лавы, и лава вытекает по трещинам, оставляя полости, каналы и туннели на глубине. Длина подземных туннелей, которые остаются в результате излияния жидкой лавы, достигает 1,5 км.

Жерло вулкана на его вершине заканчивается чашеобразным расширением – кратером. Верхняя часть жерла с чашеобразным кратером может оседать или обрушаться. Иногда может обрушиться и весь вулканический конус, таким образом, возникают впадины или провалы с крутыми стенками, которые называют кальдерами (оседания, обрушения). В поперечном сечении диаметры кальдер достигают сотен метров. Внутри кальдер могут возникнуть молодые вулканические конусы.

Вулканы бывают окружены периферическими зонами, расположенными на разных более низких, гипсометрических уровнях, из которых происходят синхронные извержения.

Вулканический пепел представляет собой пылеватые частицы размером от долей миллиметра до миллиметра. Цвет пепла – белый, серый, бурый, черный. Эти частицы имеют дугообразную, серповидную и неправильную форму. В составе пепла были установлены роговая обманка, биотит, авгит, оплавленное стекло, пузырьчатые пемзовые частицы. Пепел и раскаленные газы, вырываясь из вулканов, образуют «палящие тучи». Е.К.Мархинин (1974) указал на факты, что в газовой-пепловых тучах под влиянием электрических разрядов (молний) при очень высоких температурах могут формироваться аминокислоты и органические соединения. Анализ пеплов вулкана Тятя на острове Кунашир в Курильской гряде, при извержении 1973 года были установлены органические соединения, а в пробах газов были обнаружены аминокислоты, являющиеся предбиологические соединения.

Извергаются шлаковые обломки оплавленных кристаллических пород, в составе которых установлены полевые шпаты, слюды, оливины, авгит, роговая обманка, магнетит; обломки шлаков с буроватым или зеленоватым вулканическим стеклом в виде камешков; такие камешки называют *лапилли*.

Лапилли могут состоять из обломков угловатых и ограненных минералов, например, лапилли вулкана Везувия состояли из кристаллов лейцита и авгита. Некоторые вулканы в Антарктике выбрасывали кристаллики щелочного полевого шпата.

Оплавленные крупные обломки овальной, дискообразной, грушевидной веретенообразной формы называют *вулканическими бомбами*. Размеры

вулканических бомб достигают нескольких метров, их вес достигает нескольких тонн. Вулканические бомбы бывают полые, пузырчато-шлаковидные, пористые. Ядро сплошных бомб состоит из обломков породы, покрытой оплавленной стекловатой коркой; выделяющиеся газы порой разрывают корку бомбы и эта корка имеет растрескавшийся облик.

Скопление лапиллей, вулканических бомб, остроугольных обломков и частиц вулканического песка, щебня, пепла вблизи вулканических жерловин, называют *агломератами*.

Боковая поверхность вулканических куполов и конусов в результате воздействия дождевых вод и вулканических паров, выходящих на поверхность из расщелин, разрушается эрозией. Обломочные скопления обрушиваются к подножью вулкана. Склоны вулкана становятся как бы изрезанными овражной сетью. Овраги, которые имеют в плане радиальную форму, чередуются с нагромождениями потоков застывшей лавы, называют *барранкосами*.

Извержения лав происходят и через трещины, и через трубообразные каналы.

Трещинные лавовые извержения характерны для вулканов Исландии. Сначала по трещинам происходят извержения газов, а затем через вулканические трещины начинается спокойное излияние базальтовой лавы. По мере затухания вулканизма, лавы прорываются только через отдельные участки трещин. В таких местах образуются уплощенные шлаковые и лавовые конусы и мелкие кратеры.

Для гавайских вулканов характерны спокойные извержения жидкой и бедной газами базальтовой лавы, которые чередуются с газовыми фонтанами.

Смешанная категория вулканов характеризуется извержениями лавы, твердых пирокластических продуктов и газов. Различают несколько типов таких вулканов.

На Липарских островах в Средиземном море действует вулкан Стромболи, из его кратера выделяются почти непрерывно газы и выбрасываются куски полузастывшей лавы; раскаленные массы, заполняют его жерло в виде пробки и ночью дают красноватое свечение. Короткие языки вязкой лавы застывают вокруг жерла. Извержения лавы сопровождаются газовыми взрывами, выбрасывающими раскаленные массы в жерло.

В Средиземном море на острове Сицилия действует вулкан Этна. Этот вулкан характеризуется наличием боковых жерл, образующихся из вулканических трещин. Жерла на склонах вулканов такого типа называют «бокки». Центральный кратер глубокий, он может располагаться на вершине относительно небольшого конуса внутри огромного древнего кратера. Древний кратер окружает высокий вал, который получил название «сомма». Стенки такого древнего кратера могут быть разрушены в процессе более поздних извержений; такой обвалившийся кратер носит название кальдеры. Кроме этого, кальдера может образоваться и другим путем: в связи с мощным газовым взрывом, сопровождавшимся выбросом обломков из кратера, в результате образуется значительного количества обширная кальдерная впадина. При новых вулканических извержениях из очистившегося жерла вырывается

кипящая пеннистая лава, над вулканом поднимаются курчавые вулканические тучи, эти тучи образованы из выброшенных вулканом, застывших лавовых кусочков и газов.

Вулканы, подобные Этне, распространены в Средиземноморье, в Южной Америке, в Японии, на Курильских островках, на Камчатке.

Газо-взрывные вулканы извергают огромное количество газов и паров, а извержения лав происходят редко и в небольшом количестве; газо-взрывная деятельность сопровождается извержениями камней и горячей грязи. Каменно-грязевые потоки называются *лахарами*.

В Центральной Америке, на Малых Антильских островах развиты вулканы пелейского типа. Этот тип получил свое название от вулкана Мон-Пеле. Извержения вулканов пелейского типа сопровождается очень сильными землетрясениями; грохотом; выбросом раскаленных камней; пепло-газовых продуктов, которые не поднимаются вверх, а растекаются вокруг вулкана. Затем выжимается очень вязкая плотная лава в виде огромных конусообразных куполов. В дальнейшем в таком вулканическом куполе газы прорывают новый канал, из которого они вырываются и стелются вдоль склонов вулкана.

Катмайский тип вулканов характеризуется извержением вязкой кислой лавы, насыщенной огромным количеством газов и паров воды, которые прорывают породы, дробя их, и вырываются с большой силой, они поднимают в воздух целые тучи вулканического пепла. Название этот тип получил от названия вулкана Катмай на Аляске. Из вулканов этого типа вырываются горячие раскаленные лавины пирокластического материала, насыщенного газом. Извержения сопровождаются сильными взрывами газов. Образуются очень большие кратеры. После подобных извержений в течение ряда лет на склонах вулкана действуют газовые струи, а в районе расположения вулканов этого типа происходят извержения струй водяного пара.

Вулканические извержения типа извержений Кракатау характеризуются необычно сильными взрывами подземных газов, а извержений лавы, в отличие от вулканов катмайского типа, не происходит; вырываются только тучи вулканической пыли и пепла.

Вулкан Кракатау находился на острове Кракатау в Зондском проливе. 26 августа 1883 года начались сильные взрывы, и из кратера вулкана, и боковых трещин вырывались вулканическая пыль и большое количество пепла, которые поднимались на высоту до 16 км. А на следующий день, утром, произошло четыре, необыкновенных по силе, газовые взрыва, грохот которых был слышен на расстоянии 4800 км. На высоту около 80 км, поднялась огромная туча пыли, пемзы, пепла и 2/3 острова бесследно исчезли.

В 1928 году произошло новое подводное извержение, и со дна впадины вырос новый вулканический остров Анаи-Кракатау (Дитя Кракатау).

В 1883 году на острове Хонсю в Японии произошло извержение вулкана Бандай-Сан; в результате сильного подземного газового взрыва была разрушена значительная часть горы и выброшена в виде вулканических бомб, пыли и пепла.

В морях и в океане действует огромное количество подводных вулканов. В связи с подводными извержениями появляются и исчезают вулканические острова. Вулканические накопления представлены лавами и пирокластическими продуктами, спекшимися туфами и лахаровыми отложениями, чередующимися с рифовыми известняками. Температура воды в районе сильной подводной вулканической деятельности достигает 60° С.

В районах подводной вулканической деятельности накапливаются обломочные толщи, образовавшиеся из разрушенных и переотложенных вулканогенных пород и подводные подушечные лавы.

Изверженные вулканические породы на островных дугах имеют преимущественно андезито-базальтовый и андезитовый состав, встречаются игнимбриты и кислые вулканические породы.

Период вулканической деятельности длится целые тысячелетия. В заключительный этап жизни вулканов происходят поствулканические извержения газов и гидротермальная деятельность, которая может происходить очень длительно. В заключительный этап вулканической деятельности по открытым трещинам и вулканическим каналам выделяются многочисленные струи газа и пара, а в отдалении от вулкана – термальные воды.

В начальные стадии поствулканической деятельности обычно в большом количестве выделяются сухие фумаролы, они сменяются кислыми, а затем щелочными фумаролами.

Широкой известностью пользуются гидротермальные минеральные поствулканические источники; эти источники отлагают сернистые соединения меди, сурьмы, мышьяка, ртути. В таких источниках установлены в растворенном состоянии борат натрия, хлорид натрия, сернистый натрий, сернистые соединения свинца, цинка, серебра, железа, присутствуют сероводород и углекислый газ.

Теплые и горячие водные источники, насыщенные газами и минеральными солями, называются *гейзерами*. Они наблюдаются в виде струй, потоков, фонтанов, парообразных столбов. Впервые гейзеры были описаны в районе Гезир, в Исландии, отсюда и пошло их название. Вблизи гейзеров отлагаются содержащиеся в источниках минеральные вещества, они выпадают в осадок при охлаждении минерализованных вод; например, кремнистые химические осадки. (Кремнистые осадки, выделившиеся из гейзеров, называются гейзеритами).

Места выходов значительных скоплений сернистых газов и их струи называют *сульфатармами* (от итальянского слова – solfatara – серная копь). Температура сульфатарных газов от 180° С до 100° С.

Выходы паров воды с углекислыми газами с температурой ниже 100° С называют *мофеттами*.

Высокотемпературные газовые струи называются *фумаролами*. *Различают сухие фумаролы, кислые и щелочные фумаролы.*

Сухие фумаролы не содержат или только в очень малом количестве содержат пары воды. Температура сухих фумарол достигает 500° С, они

содержат хлористые соединения натрия и калия, фтористые соединения тяжелых металлов, соединения марганца.

Кислые фумаролы содержат серную кислоту, хлористоводородную кислоту и пары воды. Температура кислых фумарол 300 - 400° С. В результате деятельности кислых фумарол породы подвергаются алунитизации, образуются налеты красного (от гидроокислов железа) или желтого (от самородной серы) цвета. Образование самородной серы обусловлено взаимодействием сероводорода и сернистого газа. В высокотемпературных фумаролах установлены летучие соединения бора, повышенные концентрации соединений алюминия.

Кислые фумаролы действуют в зоне вулканических центров. В теплых серных источниках установлены пурпурные серобактерии, живущие на свету.

Щелочные фумаролы имеют температуру около 100° С, они состоят из хлористого и углекислого аммония, сернистого водорода и паров воды.

Щелочные фумаролы действуют в удалении от вулканических центров.

Фумаролы с температурой ниже 100° С бывают сернистые (или сольфатары) и углекислые (или мофетты). В низкотемпературных фумаролах установлены в существенных количествах сульфаты щелочных и щелочноземельных металлов.

Высота газовых струй достигает нескольких метров. Деятельность сольфатар и мофетт очень продолжительна.

В период поствулканической деятельности в большом количестве может происходить извержение паров воды. По мере удаления от вулканического очага извержения водяных паров, сменяются выбросами горячей сильно минерализованной воды; такие водяные источники называют гейзерами. Гейзеры бывают постоянные (действующие длительно) и периодически действующие.

Вода гейзеров содержит соли натрия, магния, кальция и кремниевой кислоты. Вокруг гейзеров наблюдаются отложения солей в виде известковых или кремнистых туфов.

В результате выделения горячих паров образуется небольшая чашеобразная впадина (грифон). В период покоя вода скапливается в грифонах. При новых прорывах пара вода в виде столба выбрасывается вверх.

В результате деятельности высокотемпературных газовых струй образуются впадины, окруженные валами обломков пирокластических пород и шлаком. Когда вулканизм прекращается или затухает надолго, такие впадины, представляющие канал потухшего вулкана, заполняется продуктами разрушения горных пород или атмосферными водами. Такие впадины, заполненные водой или сухие, называют *маарами*.

Маар представляет собой кратер газо-взрывного вулкана, жизнь таких вулканов была сравнительно недолгая, подземные и катастрофические взрывы не происходили. Дно маара сочленяется с вулканическим каналом, через который вырывались газовые струи. Маары известны на юге Германии, недалеко от Штутгарта. На площади около 50 квадратных километров толщи юрских пород в этом районе пронизаны сотней вертикальных газовых трубок

третичного времени. Маары заполнены туфами, кашеобразной смесью пепла и обломков взорванных пород. На глубине под маарами проходят базальтовые жилы, явившиеся, по-видимому, флюидоводами. Глубина газовых трубок достигает 400 – 500 м. Собственно маар – это озеровидное понижение, возникшее в результате зачаточной вулканической деятельности газозрывного характера.

На Апшеронском, Таманском и Керченском полуостровах, в прибрежной полосе Каспия, а также в Туркмении, в Румынии, в Бирме и Малайском архипелаге описаны грязевые вулканы, извергающие метан (до 98%), углекислый газ, азот, песчано-глинистые грязевые массы. Периодически прорываются воды, содержащие бром, йод и фонтанирует нефтенасыщенная грязь.

10.3 Метаморфизм.

Термином «метаморфизм» объединяют всю совокупность природных процессов приспособления горных пород, их структур, минерального состава к физико-химическим условиям их существования в обстановке меняющегося гидростатического и литостатического давления, меняющегося температурного режима и под влиянием воздействия флюидов, газов, паров, магматических расплавов, гидротермальных растворов. Метаморфические изменения происходят при твердом состоянии вещества.

Различают контактовый, контактово-реакционный и пневматолитический метаморфизм, гидротермальный метаморфизм, плутонометаморфизм, динамотермальный и дислокационный метаморфизм, а также пирометаморфизм.

Контактовый метаморфизм проявлен в ореолах внедрившихся интрузивных тел.

Контактово-реакционный метаморфизм обусловлен влиянием летучих компонентов, сопровождающих внедрение соскладчатых интрузий.

Пневматолитический метаморфизм проявляется благодаря влиянию подвижных компонентов, выделяющихся в верхних частях гранитоидных интрузий.

Под воздействием высокотемпературных гидротермальных растворов образуются гидротермальные жилы в трещинах, окружающих интрузивные тела. Высокотемпературные и пневматолитические процессы тесно связаны.

Автометаморфические преобразования выражаются развитием процессов окварцевания, хлоритизации, серитизации, карбонатизации, оталькования, серпентинизации горных пород.

Пирометаморфизм происходит под влиянием сильного термального воздействия излившихся расплавов, что вызывает обжиг и спекание пород ложа лавовых потоков.

Многие исследователи обращали внимание на тесную взаимосвязь динамотермальных процессов, плутонизма и вулканической деятельности.

Различают 1) локальный динамометаморфизм, который происходит в океанических условиях, в локальных зонах, где происходит внедрение плутонов, 2) региональный динамотермальный метаморфизм, охватывающий большие пространства, он происходит в орогенную континентальную стадию.

Динамометаморфические преобразования совершаются при температурах 300–1000° С, а ниже 300° С. метаморфические преобразования замедляются.

Метаморфические комплексы по термодинамическим условиям разделяются на две группы:

- 1) комплекс высоких давлений и низких температур,
- 2) комплекс низких температур и высоких давлений.

10.4 Анатексис, палингенез и гранитизация.

Высокие температуры и одновременно высокие суммарные давления приводят к анатексису и палингенезу, такие процессы проявляются в условиях крайне напряженных динамодислокационных процессов, о чем свидетельствует пространственная связь *мигматитовых* полей и будинаж-структур.

Гранитизацией называется процесс метаморфического перерождения пород и приближения их состава к составу гранитов. По соотношению окиси натрия к окиси калия различают две большие геохимические группы гранитоидов: натриевые и калиевые. К числу натриевых гранитоидов относятся габбро-плагиогранитные и тоналит-гранодиоритовые комплексы. Калиевые гранитоиды представлены диорит-монзонитовыми, гранит-гранодиоритовыми комплексами, стандартными гранитами, литий-фтористыми гранитами, комплексом аспаитовых гранитов.

11 Тектонические движения и дислокации

11.1 Эпейрогенические и орогенические движения.

Эпейрогенические движения выражаются в поднятиях и опусканиях земной поверхности. Вертикальный размах таких движений изменяется от нескольких миллиметров до первых сантиметров в год. Впервые такие движения установил и описал Джильберт в 1890 году в районе озера Бонневиль в США. В буквальном переводе слово «эпейрогенический» по-русски означает «создающий континенты» («эпейрос», по-русски значит «континент»). В той же работе Джильберт выделил понятие «орогенез» как «горообразование». Но затем в литературе этот термин стали применять как синоним термина тектонических дислокаций и складчатости.

Д. Джоли (1929) высказал мысль, что одной из причин эпейрогенических движений является накопление избыточных потоков энергии в локальных участках земной коры за счет очагов радиоактивного распада.

Эпейрогенические движения выражаются наступлениями моря на сушу (трансгрессиями моря) его отступлениями (регрессиями моря).

О наступлении моря свидетельствует так называемая *трансгрессивная серия пород*, в разрезе этой серии происходит смена прибрежных конгломератов песками, а песков глинами. Наоборот, в *регрессивной серии пород* происходит смена морских отложений лагунными, а затем континентальными отложениями, что свидетельствует о проявлении постепенных восходящих эпейрогенических движений, отступании моря и осушении данного участка земли.

Признаком проявления колебательных движений является наличие *стратиграфических несогласий*.

Толщи осадочных отложений накапливаются в крупных водных бассейнах. При непрерывном отложении осадков граница между слоями постепенная, обычно наблюдается постепенная смена гранулометрического состава слоев, а слои залегают параллельно. Такое залегание толщ называется согласным, свидетельствует о прогибании впадины и затоплении ее морем.

Выпадение слоев из стратиграфического разреза и залегание молодых слоев на древних породах, когда слои промежуточного возраста отсутствуют, свидетельствует о стратиграфическом несогласии и восходящих движениях земной поверхности. Последующее осадконакопление и появление в разрезе новых слоев указывает на опускание земной поверхности.

Поверхность регионального несогласия по своим размерам и форме в плане соответствует той области, в пределах которой происходит размыв суши; такими областями были участки древних поднятий.

Поверхность *регионального несогласия* распространяется на очень большие площади. Примером регионального несогласия является стратиграфическое несогласие в основании отложений девонской системы на Русской платформе.

Несогласия, соответствующие небольшими поднимавшимися участкам суши, называются *местными несогласиями*.

Поверхности несогласия необходимо фиксировать и в плане, и в разрезе. При этом в разрезе одни участки будут охарактеризованы многочисленными несогласиями, а другие – редкими несогласиями; первые участки будут соответствовать поднятиям суши, а вторые – прогибам земной поверхности, то есть, впадинам. При рассмотрении соотношения эпейрогенических движений и денудационных процессов могут наблюдаться следующие случаи: поднятие слабее денудации, поднятие полностью компенсируется денудацией, либо поднятие сильнее денудации и не уничтожается денудацией. Когда же поднятия очень сильные – возникают горы.

Постепенное изменение очертаний суши, изменение теплового баланса земной поверхности влекло, несомненно, и изменение атмосферных процессов, климата, а, следовательно, и влекло эволюционное развитие органического мира, на которое обратил внимание Ч. Ляйелль (1833). По данным фактического материала, накопленного исторической геологией, были выделены *талассократические* и *геократические* периоды. Талассократические периоды – это эпохи обширных трансгрессий, когда на Земле существовал теплый влажный климат, рельеф был выровнен и пышно

развивалась наземная растительность. К талассократическим периодам относятся кембрий, ордовик, средний и поздний девон, ранний карбон, поздний мел – палеоген. Геократические периоды характеризуются усилением орогенных процессов, развитием суши, развитием горного рельефа и регрессией моря, резкой контрастностью климатических условий на земном шаре, наличием пустынь, ледников. К числу геократических периодов относят поздний протерозой и начало кембрийского периода, поздний силур – ранний девон, поздний карбон-пермь, триас, неоген – четвертичный период.

Талассократические и геократические циклы сопоставляют с продолжительностью галактического года, причем эпохи орогенеза исследователи (например, Г.П.Тамразян, Г.Ф.Лунгерсгаузен) сопоставляют со временем пересечения солнечной системой плоскости Галактики. В течение этого времени развивается максимальная скорость движения, вызванная большим сгущением массы в зоне галактического экватора. Наиболее активные эпохи диастрофизма сопоставляют с периодами пересечения Солнцем перигалактия, апогалактия и галактического экватора (длительность таких периодов оценивается в 25-30 млн. лет).

А.Л. Яншин обращал внимание на неодновременность и неповсеместность проявления тектонических циклов на земном шаре. В.И.Вернадский обратил внимание на ассиметричное строение Земли и резко различное геологическое развитие Тихоокеанского и Африкано-Атлантического сегментов земного геоида. Кроме этого следует отметить особенность развития киммерийской складчатости востока Азии. Область этой складчатости нельзя рассматривать как этап развития между герцинской и альпийской эпохами складчатости. Н.С.Шатский, А.Л.Яншин и другие исследователи, обратили внимание на существенные различия в развитии земной коры областей, тяготеющих к акватории Тихого океана, где отсутствует континентальная земная кора, и Африкано-Атлантического сегмента, где развита преимущественно континентальная кора. В Африкано-Атлантическом сегменте максимальное опускание земной поверхности приходится на верхний мел, а поднятие – на неоген, то в Тихоокеанском сегменте, наоборот, с конца верхнего мезозоя происходит преобладающее воздымание земной коры. Это указывает на более крупные талассократические и геократические периоды, такие периоды А.Н.Мазарович (1951) назвал мегахронами. Были выделены два мегацикла геологического развития земной коры, которые несопоставимы между собой: археогей и неогей. Неогей охватывает рифей, венд и фанерозой.

Свидетельством проявления эпейрогенических движений в эпоху существования человека является изменение уровня и количества воды в океане, что обусловлено сокращением и расширением площади водных бассейнов, изменением конфигураций береговых линий морских бассейнов, осушением или затоплением прибрежных территорий суши.

Колебания уровня воды в океане называются эвстатическими и контролируются атмосферными факторами, таянием льдов, испарением, осушением рек. Изменение количества воды и конфигураций береговых линий морских бассейнов также тесно связаны с горообразовательными процессами: в

орогенных областях происходят регрессии, а на прогибающихся участках – трансгрессии.

Впервые в 1802 году Плейфер указал на факты колебаний морского уровня и объяснил, что такие изменения связаны с движениями поверхности твердой земли; в одних местах резкое повышение уровня обусловлено опусканиями суши, а в прилегающих территориях синхронно происходит воздымание суши и отступление моря. Вначале точка зрения Плейфера не поддерживалась, но в дальнейшем получила поддержку Леопольда фон Буха и Ч.Ляйеля, которые отметили устойчивый подъем береговой зоны Скандинавского полуострова.

Тем не менее, считать, что эвстатические колебания уровня воды в морях и океанах связаны полностью только с эпейрогеническими и орогеническими движениями нельзя, поскольку уровень воды зависит также и от количества стекающей с континентов воды, интенсивности осадконакопления, количества выпадающих атмосферных осадков. Периоды сильного повышения эвстатического уровня связаны и с периодами таяния ледников. В 1842 году Мак Ларен обратил внимание на этот факт и предложил гляциоэвстатическую теорию, согласно которой уменьшение воды связано с эпохами материкового оледенения.

Медленные колебательные эпейрогенические движения фиксируются по отношению к уровню воды в морях и океане.

Для изучения современных колебательных движений используют метод повторного *прецизионного нивелирования*.

Современные поднятия поверхности суши отмечаются, например, в Норвегии, в Швеции, в Финляндии, на восточном побережье Балтийского моря. А к югу от Скандинавского полуострова, в Дании, Голландии, Бельгии, наоборот, происходит опускание суши и наступление моря.

Например, в Дании ниже уровня моря были найдены затопленные стоянки людей каменного века, а в Великобритании, в районе Корнуолла, были обнаружены затопленные морем древние горные выработки, где добывали оловянные руды.

Медленно погружается Венеция.

Эпейрогенические движения выражаются в изменении гидрографического режима, меняется интенсивность речного стока, происходит перестройка гидрографической сети.

Весьма сложные эпейрогенические движения земной поверхности происходят на побережье Азии: восточное побережье Азии находится в состоянии поднятия, а берега Южного Китая и Тонкинского залива испытывают погружение.

Эпейрогенические движения контролируют экзогенные процессы: восходящие орогенные движения сдерживают активное осадконакопление, в то же время на других сильно эродированных участках этот удаленный от них процесс активного осадконакопления стимулирует восходящие движения. Нисходящие движения обусловлены нагрузкой накопленных осадочных толщ. Снос осадков происходит с возвышенных участков суши.

Интенсивное осадконакопление в континентальных условиях происходило за счет разрушения крупных горных сооружений, накапливались *молассовые толщи*.

В моря и океан осадки с суши постепенно транспортируются ветром, текучими водами, ручьями, реками, ледниками.

Для изучения современных колебательных движений используют *метод изучения очертаний береговых линий озер и морей в прошлом и в настоящее время*. Изменение уровня воды у различных берегов выявляют путем установки реперов или футштоков.

Для определения характера тектонических движений недавнего геологического прошлого используют, кроме того, качественные методы: биогеографический, геоморфологический, орогидрографический и геологический.

Биостратиграфический метод основан на изучении характера изменения растительных и животных сообществ, изучении площадей распространения определенных видов животных и растений. Например, в Балтийском и Белом морях существует много общих видов рыб и морских животных, которые установлены и в северной части Атлантического океана. Такое явление объясняют существованием в среднечетвертичное время исчезнувшего Иольдиевого моря, потом участок суши, окружавший Балтийский щит с юга и востока, испытывал стойкое опускание, а на участке между Финским заливом и Онежской губой происходили восходящие движения. Сходство палеозойской наземной фауны острова Мадагаскар и Индии указывает, что в палеозое и начале мезозоя эти территории были единой сушей, а затем, в результате опусканий на территории современного Индийского океана, участки бывшие единой сушей были разъединены.

Геоморфологические методы применяются для изучения колебательных движений на суше, на морском и океаническом дне. Длительные, устойчивые опускания земной поверхности на суши фиксируются образованием глубоких впадин. Эти впадины заполняются водой (например, впадина Охотского моря на Дальнем Востоке).

В результате опускания поверхности суши образуются обширные низменности (например, Прикаспийская низменность) с многочисленными озерами и болотами, а в результате поднятий поверхности суши возникают возвышенности, плоскогорья, горы.

Установлению колебательных движений способствуют *орогидрографические методы*, поскольку деятельность рек, озер, морей, подземных вод в условиях поднятий и опусканий поверхности суши протекает по-разному. Наличие характер колебательных движений выявляется при изучении продольного профиля рек. Колебательные движения поверхности суши фиксируются изгибанием речных террас и появлением речных перехватов, явлением меандрирования русел рек. На участках поднимающихся морских берегов возникают дельты в устьях впадающих рек; скорость нарастания дельты отражает интенсивность поднятия суши. Развитие дельты и ее нарастание хорошо видны на примере реки Волги, впадающей в Каспийское

море. О погружениях участков суши свидетельствуют переуглубленные долины рек в их устьевой части.

Некоторые участки суши стали дном морей. На таких затопленных морем участках развиты каньонообразные впадины. Например, в Баренцевом море береговые террасы установлены на глубине 100 – 200 м, а в Черном море – на глубине до 500 м. Это бывшие речные долины, они сочленяются с системой существующих на суше рек. О затоплении участков суши свидетельствуют подводные и надводные эрозионные хребты, плосковерхие возвышенности на дне морей. О затоплении участков морского побережья свидетельствуют лиманы, эстуарии, морские губы, которые являются, по сути, затопленными устьями рек.

По характеру и интенсивности суммарного проявления тектонических движений, которые происходили в древних геологических периодах, выделяют выровненные эрозионными процессами, участки древней суши – *платформы*, и обрамляющие их подвижные складчатые области – *геосинклинали*.

Л. Кобер (1928) высказал мнение, что настоящие платформы - это только докембрийские платформы, и предложил их называть кратонами, а молодые фанерозойские платформы он назвал кратогенами. Ю.М.Шейнман (1955) назвал фанерозойские платформы «областями завершенной складчатости».

В.В.Белоусов (1964) обращает внимание, что для стадии устойчивых нисходящих и некомпенсированных осадконакоплением движений характерен активный базальтовый магматизм. В условия океанического дна формируется *офиолитовая формация*. Офиолитовый комплекс представлен ультраосновными и основными горными породами, амфиболитами, габбро-амфиболитами, спилитами, зелеными сланцами, радиоляритами и диабазовыми дайками. Р. Штауб рассматривал офиолиты как индикаторы глубинных тектонических движений, что подтверждается сильной дислоцированностью пород офиолитового комплекса и залеганием в виде гигантских пластин, сопровождаемых гигантскими брекчиями, которая сцементирована пластичной массой серпентинитов.

На платформах складчатое основание перекрыто чехлом трансгрессивно налегающих осадочных толщ, которые залегают почти горизонтально.

В геосинклинальных областях пласты осадочных пород интенсивно дислоцированы: горизонтальное залегание нарушено складчатыми и разрывными дислокациями. Пласты смяты в выпуклые и вогнутые складки.

Выпуклые складки называются антиклинальными складками; в ядрах таких складок залегают самые древние породы. Вогнутые складки называются синклинальными; в ядрах таких складок находятся самые молодые породы. В антиклинальной складке, образующие ее осадочные слои, падают от вершины складки в разные стороны (что и обозначает греческое слово «анти» - значит «против»), а в синклинальной складке падение слоев направлено навстречу друг другу, к центральной части складки («син», греческое слово, означает «вместе»).

Определение элементов залегания слоев производится с помощью горного компаса.

На платформах осадочные толщи осложнены весьма пологими складками с незначительными (первые градусы, минуты) углами наклона крыльев.

Складчатость геосинклинальных областей очень многообразна: крупные поднятия и прогибы фиксируются антиклиналями и синклиналями. Узкие сжатые и крупные линейные складки развиты в зонах крупных тектонических разломов, эти линейные складки связаны со сжатием рассланцованных пород в межблоковых зонах тектонического обрамления орогенных плутонов. В результате гравитационного выжимания тектонических блоков в ходе горообразовательных процессов происходят куполовидные вздутия земной коры, а ослабление сжимающих усилий фиксируется оседанием и гравитационным обрушением тектонических блоков.

Длительные восходящие тектонические движения называют орогеническими. Различают: 1) локальные орогенические глыбово-складчатые пояса в обрамлении докембрийских кратонов и 2) континентальные орогены или кратоны, представляющие собой глубокоэродированные древнейшие докембрийские сооружения.

Г. Штилле (1945, 1947, 1965) детально изучал геологическое строение Европы и Америки, а также районов в обрамлении Тихого океана. Он установил, что направление крупных глыбово-складчатых поясов определяется направлением крупных, планетарного масштаба, сквозных глубинных разломов, пересекающих земную кору. Планетарные горные пояса обрамляют крупные выступы эродированных гранитизированных глыб докембрийских глубокометаморфизованных кристаллических пород. Такие глыбы получили название «срединные массы», или «срединные массивы». Штилле выдвинул концепцию о последовательном образовании горных систем. Эта концепция нашла отражение в «каноне орогенических фаз», сформулированном Штилле.

В. А. Обручев в итоге своих многолетних исследований геологии Центральной Азии выделил особый тип горных сооружений, возникших в мезокайнозойе на месте древних платформ, и назвал их «возрожденными горами». Позднее такой тектонический процесс получил название «аркогенеза» (по Е. В. Павловскому), «кинематогенеза» (по Л. Кингу). Чен-Го-Да (1960) описал процесс аркогенеза в структуре Китайской платформы и назвал его структурой «дива».

В. Е. Хаин (1965) для структур, переживших платформенный режим, а затем активизацию в альпийскую эпоху предложил термины «эпиплатформенный орогенез», «эпиплатформенные орогенные пояса», а горы, возникшие в альпийскую эпоху, на месте эродированных каледонских и герцинских сооружений он назвал «омоложенными», «подновленными горами».

Альпийская орогенная активизация, по-видимому, произошла в связи с расширением морских впадин в обрамлении Тихого, Индийского и Атлантического океанов.

Воздымание и разрастание гигантских континентальных орогенов сопровождалось колоссальными по амплитуде сдвиго-надвиговыми перемещениями. Направления таких сдвигов, как установили Муди и Хилл (1960) на примере Американского континента, разделены между собой интервалами, которые изменяются в среднем на $22,5^\circ$.

Континентальные орогенные глыбы обрамлены протяженными поясами динамотермального и динамодислокационного метаморфизма: например, Тихоокеанский пояс; пояса по периферии Сибирской платформы. Пояса динамометаморфизма фиксируются протяженными линейными и вогнутыми в виде гигантских дуг поясами гипербазитов, которые пространственно тесно связаны с зеленокаменными толщами, а в обрамлении таких поясов размещаются вулcano-тектонические прогибы.

11.2 Диapiroизм и блоковые структуры рельефа.

В шестидесятые годы XX века в процессе широкого развертывания нефтепоисковых работ в Волго-Уральской области и в Западной Сибири.

В.Д.Наливкин (1962, 1965) среди активных складок осадочного чехла выделил:

- 1) сквозные складки, прослеживаемые во всех пересекаемых глубокими скважинами слоях;
- 2) погребенные, затухающие в верхних слоях;
- 3) навешенные, затухающие в нижних слоях;
- 4) дисгармоничные складки, затухающие и в верхних, и в нижних слоях.

Активные складки имеют вид валов и асимметричных поднятий, которые имеют и пологие, и крутые крылья, причем крутые крылья имеют характер флексур. Вне валов и поднятий растут локальные вздутия и небольшие купола. Встречаются наклонные и даже запрокинутые активные складки. М. П. Рудзский (1889, 1892) выяснил, что запрокидывание наклонных складок происходит в сторону наклона уровня земной поверхности, на которой формировались активные складки. Рост активных складок, как установил М. П. Рудзский, происходит перпендикулярно равнодействующей всех сил и сопротивлений, действующих в определенном месте, а внезапные импульсы активной складчатости проявляются именно там, где резко меняются физико-механические свойства горных пород.

Пологие активные складки, наклон крыльев которых измеряется минутами и первыми градусами, сопровождаются, как выяснилось, скоплениями в их сводах газов, воды и нефти. Но в зрелых структурах активной молодой складчатости пульсации гидродинамического давления могут превысить прочность экранирующих толщ, поэтому происходит газовый и грязевой вулканизм, гидровулканизм.

В результате таких прорывов воды и газов формируются кластические дайки, дайки флюидизации, амагматические инъекции (интрукласты).

Гравитационно-конвективные процессы выражаются также явлением диапирового внедрения гипсометрически нижележащих тел, отличающихся

меньшей плотностью по сравнению с окружающими породами, в верхние горизонты земной коры.

Диапировое внедрение обусловлено неравномерной литостатической нагрузкой, действующей на пластические насыщенные водой, газами, рассолами, массы, отличающиеся более низкой плотностью, чем вмещающие породы. Под действием вышележащей литостатической нагрузки пластические массы начинают активно перемещаться из зон высокого давления в зоны малого давления. Подъем диапировых куполов стимулируется процессами активной эрозии, которая ослабляет статическую нагрузку в ядрах диапировых складок, в то же время, на крыльях таких растущих диапировых куполов происходит осадконакопление, за счет чего и возникает боковое давление – нагрузка породы, в обрамлении диапирового ядра, что усиливает нагнетание пластических пород в верхние гипсометрические горизонты, и, в конце концов, приводит к их насильственному внедрению и протыканию свода складки (диапиризму).

Впервые диапировые складки с соляными ядрами описал Л. Мразек в Румынии. Диапировые складки с глиняными ядрами были установлены и описаны на Кавказе.

Соляные ядра перекрыты «каменными шляпами»; в наиболее типичных случаях эти шляпы представлены ангидритом и гипсом, а сверху – пористыми метасоматическими известняковыми и доломитовыми породами, которые могут содержать скопления самородной серы, асфальта или служат коллекторами скоплений газов и нефти.

С соляными штоками отмечаются природные концентрации бора, стронция, магния, бария, ртути, свинца и цинка.

Э. Арган (1935) различал два принципиально разных типа складок:

- 1) покровные складки (*plis de convertur*);
- 2) глубинные складки (*plis de fondl*).

Складки в покровном чехле охватывают только толщи покровных осадочных отложений, они не опускаются ниже основного круного стратиграфического несогласия. Именно эти складки можно отнести к активным складкам (в понимании Гейма).

Рост глыбовых орогенных континентальных структур обусловлен разной силой тяжести и существенной разницей давлений в пределах одного гипсометрического горизонта.

Гравитационно-конвективное «выжимание» и насильственное диапировое внедрение характерно, например, для ранее сформировавшихся тел гранито-гнейсов, кислых экстррузивно-субвулканических тел, рифовых построек, глыб песчаников, тел вторичных кварцитов, пластов каменной соли и угля, глинистых пород. На примере месторождений Аляски, G. Spurr (1923) выявил диапировое внедрение сплошных сульфидных масс. Но он не понял истинной причины такого явления и назвал такое явление «внедрением рудной магмы». Естественно, его вывод подвергся справедливой критике со стороны видных американских геологов, прежде всего, со стороны Лингрена.

Е. В. Павловский (1965) на примере Пиренеев показал, что гнейсовые купола залегают на менее метаморфизованных породах.

В молодых альпийских горных странах тектонические блоковые формы рельефа почти не завуалированы эрозионными процессами. Но в стадию затухания блоковых движений экзогенные силы становятся основным рельефообразующим фактором, и в конце концов, они полностью уничтожают блоковые выступы рельефа.

О блоковом характере рельефа прямо свидетельствуют прямолинейные контуры участков, имеющих одинаковый гипсометрический уровень, а наличие множества таких разновысотных участков, находящихся на разных высотах и разнообразный пологий наклон таких площадок, а также существование уступов, прорезанных долинами горных ручьев и оврагов, позволяют считать, что формирование блокового рельефа было многоактным.

В современном рельефе можно выделить:

- 1) блоковые структуры альпийского возраста;
- 2) мезозойские блоковые структуры;
- 3) древние палеозойские и допалеозойские структуры, активизированные тектоническими движениями в мезокайнозой.

Неотектонические блоки можно выделить, используя топографические карты масштаба 1:1000000; 1:500000; 1:200000 на основании следующих признаков: по спрямленным участкам речных долин, по линейному направлению рек, озер, ручьев, заболоченных участков, по подножьям крутых склонов, по линейным конфигурациям отдельных горизонталей на карте.

Домезозойские блоковые структуры рельефа были сглажены нивелирующими процессами денудации, или погребены, как, например, в Горной Шории, и они не проявлены рельефе современной земной коры.

Неотектонические блоковые структуры проявлены в тектонически мобильных областях. Примером тектонически мобильной области может служить юго-восточная часть Камчатки и Курильские острова с прилегающим с востока Курило-Камчатским глубоководным желобом, эта область характеризуется очень расчлененным рельефом, размах между низшими и высокими точками отметок гипсометрической поверхности достигает 15 км.

С.С.Шульц (1979) в современной структуре Земной коры выделил следующие группы областей с различной интенсивностью неотектонических движений:

- 1- Области весьма интенсивного горообразования с абсолютными высотами 5-7 км и более, амплитуды новейших тектонических движений достигают 10-12 км, суммарные градиенты неотектонических движений за неоген-четвертичный период – до 200 м на 1 км. Примерами таких областей являются Кавказ, Тянь-Шань, Гималаи.
- 2- Области интенсивного горообразования с абсолютными высотами до 3-5 км, с амплитудой неотектонических до 3 км и с градиентом движений до 100 км на 1 км. Примером служит Алтай.

- 3- Области умеренных горообразовательных процессов, где абсолютные высоты не превышают 2-3 км, с амплитудой новейших движений до 2-3 км и с градиентами неотектонических движений не превышающих 50 м на 1 км. К числу таких областей принадлежит Верхоянский хребет.
- 4- Области слабого горообразования, с абсолютными высотами до 1-2 км, с амплитудами новейших движений до 1 км и с градиентами движений до 25 м на 1 км. Области слабого горообразования располагаются в обрамлении современных платформенных областей. К числу областей слабого горообразования принадлежит Уральский и Енисейский кряжи.

11.3 Землетрясения и моретрясения.

Сотрясения земной коры могут быть вызваны подземными газовыми взрывами, либо быстрым гравитационным оседанием, гравитационно-конвективным внедрением или погружением тектонических блоков, дислокационными механическими перемещениями горных пород в недрах, называются землетрясениями. Землетрясения могут быть и иного рода, например, можно выделить обвальные землетрясения в предгорных районах, землетрясения вызывают сильные воздушные потоки, обтекающие горы, они стимулируются сильной ионизацией в атмосфере. Могут происходить землетрясения в связи с карстовыми провалами, антропогенными факторами (ядерными подземными взрывами, устройством и заполнением водой крупных водохранилищ, застройками крупных территорий, прокладкой подземных туннелей).

Ежегодно на Земле происходят сотни тысяч землетрясений, из них сильных землетрясений насчитываются десятки. Сильные землетрясения производят катастрофические разрушения на поверхности Земли: образуются тектонические трещины, провалы или поднятия, возникают острова в море; на суше образуются котловины оседания; могут возникать валы высотой до 10 м, цепочки холмов или одиночные холмы высотой до 7 м, такие одиночные холмы напоминают вулканические сооружения. В результате катастрофических землетрясений изменяется ландшафт: возникают сбросы, большие горизонтальные перемещения блоков горных пород, изгибы пластов в складки.

Сейсмические движения выражаются появлением упругих сейсмических волн. Продольные волны ориентированы в направлении движения распространяющихся в твердой среде, в массе горных пород, механических колебаний. Эти колебания выражаются появлением участков сжатия и растяжения. Продольные волны выражают реакцию среды на внезапное изменение объема, что обусловлено сейсмичностью. Продольные волны распространяются в твердых, жидких и газообразных средах. Эти волны распространяются быстрее других видов сейсмических волн.

Поперечные волны можно рассматривать как реакцию твердых горных пород на изменение их формы в результате сейсмических колебаний. Эти

волны распространяются только в твердой среде, поскольку жидкости и газы не способны сопротивляться изменениям их формы. Поперечные волны распространяются медленнее продольных волн, они распространяются в направлении, которое перпендикулярно к направлению общего движения сейсмических колебаний. Разность между временем прихода волн указывает на расстояние до очага землетрясения.

Сила землетрясений оценивается в баллах. Линии, соединяющие на карте участки с равной силой землетрясения, называют изосейстами. Чем глубже очаг, тем большую площадь земной поверхности охватывает землетрясение.

Магнитудой землетрясения называется величина M , соответствующая десятичному логарифму амплитуды смещения в очаге. Магнитуда определяется сейсмографом на расстоянии 100 км от эпицентра землетрясения по смещению частиц почвы.

Наиболее распространенной формой сейсмических нарушений, возникающих вследствие землетрясений, являются трещины. Трещины образуются и в скальных, и в рыхлых породах, но в рыхлых породах трещины плохо сохраняются. Различают открытые трещины, стенки у которых раздвинулись, и закрытые, с соприкасающимися стенками. Вдоль трещин нередко наблюдаются перемещения горных пород. Трещины бывают одиночные и групповые. Системы групповых трещин располагаются в определенном направлении: в эпицентре землетрясения, где сила землетрясения была наибольшей, трещины наблюдаются в большом количестве, эти трещины очень крутые, почти вертикальные. В очаге землетрясения происходят почти мгновенные блоковые перемещения горных пород. Возникают деформации скалывания, вызванные противоположными вертикальными перемещениями тектонических блоков. По мере удаления – трещины становятся более пологие, причем одна из систем трещин наклонена в сторону эпицентра. Длина трещин самая различная. Возникают крупные зоны разрывов, длина которых достигает сотни километров. Глубина трещин достигает десятки метров, ширина – 4 – 5 м. Вертикальные смещения по трещинам достигают 10–12 м. Групповые трещины идут параллельными рядами, иногда размещаются кулисообразно. Может возникнуть система радиальных трещин. Часто наблюдается несколько систем взаимнопересекающихся трещин.

Крупные разрывные трещины, по которым произошли значительные перемещения, хорошо выражены в рельефе в виде тектонических уступов: приподнятый блок обрывается резким уступом, который пересекает все другие формы рельефа. Иногда уступов несколько: наблюдаются ступенчатые уступы. Крупные прямолинейные разрывы и уступы в рельефе, образовавшиеся в процессе сейсмичности получили название линеаментов. Впервые этот термин применил К.И.Богданович в 1914 году при описании Кебинского землетрясения, разрушившего город Верный.

Нередко по двум или нескольким сопряженным трещинам происходят опускания участков земной коры, образуя котловину. Глубина

новообразованных впадин достигает порой огромных размеров: например, в Японии, во время землетрясения 1923 года, дно залива Сагами опустилось на 300 – 400 м.

Провалы происходят и на морском дне, при этом возникают огромные волны цунами. Высота волн цунами достигает 30 м; скорость этих разрушительных волн огромна (20 до 300 м/сек). Цунами (в переводе с японского, «цунами» означает «волна в гавани») предшествуют характерные отливы, так как вода устремляется в подводную воронку, а затем с большой силой выталкивается из подводного провала.

Глубинный центр, или очаг землетрясения, называется гипоцентром. В плане этот очаг очерчивается в виде округлой или овальной площади, которая называется эпицентром. Площадь эпицентра измеряется сотнями квадратных километров. По глубине расположения гипоцентров различают обыкновенные, промежуточные и глубокофокусные землетрясения. Гипоцентры обыкновенных землетрясений находятся на глубине меньше 70 км; промежуточных – от 70 км до 300 км; глубокофокусных – от 300 км до 800 км.

В связи с землетрясениями происходят нарушения равновесия в массивах горных пород; нарушения режима подземных и поверхностных вод; эти явления порождают обвалы и осыпи, сели, грязевые потоки в горах.

Обвалы и осыпи сопровождают землетрясения, эпицентры которых находятся в горах. Грандиозные обвалы происходят в случае очень расчлененного рельефа. Образовавшиеся при землетрясении трещины часто пересекают зеркало подземных вод. Подземные воды по трещинам устремляются к поверхности, где смешиваются с обломками и пылью, обвалившихся и осыпающихся пород – возникают *селевые потоки*, которые устремляются в межгорные долины. Толщина селевых потоков достигает десятки метров, а скорость – до 1 км/мин.

После очень сильных и продолжительных землетрясений происходит изменение гидросети, появляются родники, ручьи и озера.

Основная масса глубокофокусных и промежуточных землетрясений на земном шаре сосредоточена в пределах двух крупных сейсмических поясов. Один из сейсмических поясов – Тихоокеанский, он прослеживается вдоль восточного побережья Азии, он проходит к северу и к востоку от Австралии и вдоль западного побережья Южной и Северной Америки. В пределах Тихоокеанского пояса происходит около 2/3 глубокофокусных землетрясений.

Второй сейсмический пояс – Средиземноморский, ориентирован в широтном направлении; он начинается от островов Зеленого мыса и Португалии, проходит через бассейны Средиземного и Черного морей, через Малую Азию и Гималаи, к Индонезии, с боковой ветвью простирающейся из Тибета через Китай. В пределы этого крупного сейсмического пояса входит обширный район: Карпаты, Крым, Молдавия, Кавказ, Южная Туркмения, Памир, Тянь-Шань, Саяны, Забайкалье, Центральный Китай и Монголия.

Эти сейсмические пояса генетически связаны с зонами протяженных крупных горных сооружений: весьма сейсмически активными являются горные сооружения Карпат, Крыма, Кавказа, Тянь-Шаня, Малайзии, Памира, Гималаев,

Монголии, Куньлуня, горные цепи в обрамлении Тихого океана, наоборот, в Средиземноморье в пределах сейсмической зоны, земная кора активно опускается вглубь. Более умеренная сейсмичность характерна для районов Алтая, Казахстана, Забайкалья, Среднего Урала, Северной Карелии, Енисейского кряжа, Прибайкалья; а также районов, расположенных в Верхоянье, в Приамурье.

Наиболее сильные сотрясения проявляются там, где мощность осадочного слоя незначительна и он залегает на кристаллических породах. Это объясняется тем, что на границе раздела двух сред, разных по плотности, возникают новые, преломленные волны, которые усложняют сейсмические колебания.

Максимальные разрушения в плейстосейстовых зонах землетрясений производят именно поверхностные сейсмические волны. Поверхностные волны возникают на границе раздела сейсмической поверхности и воздуха.

Сотрясения охватывают и толщи рыхлых слабо метаморфизованных пород.

Сейсмичность характерна для районов современной вулканической деятельности, происходящей в районе островных дуг; большая часть землетрясений и связана с вулканическими извержениями: перед сильными извержениями отмечаются неглубокофокусные землетрясения, которые часто обусловлены сильными подземными взрывами газов. Но отмечаются промежуточные и глубокофокусные землетрясения. Наиболее глубокофокусные землетрясения характерны для островных дуг Тихого океана, причем очаги глубокофокусных землетрясений сгруппированы в зонах шириной около 100 км и наклонены в сторону материков. Такие сейсмофокальные зоны получили название зон Вадати-Заварицкого – Беньофа.

Сильные землетрясения сопровождают, как правило, звуковые, порой световые эффекты. Звуки подобны раскатам грома, свисту ветра, гулу артиллерийских снарядов, взрывам, клокотанию кипящей воды; это указывает, что землетрясения связаны с резкими изменениями в эпицентре землетрясений совокупного электромагнитного поля. Например, перед началом или во время сильных землетрясений, по свидетельствам очевидцев, был виден желтовато-зеленоватый свет, на небе появлялись лучи, подобные полярному сиянию.

Характерно необычное поведение людей, животных, птиц. Например, старые туркмены в 1948 году предсказывали Ашхабадское землетрясение, они обратили внимание, что змеи и ящерицы вылезали и покидали свои норы.

Перед землетрясениями отмечаются «бури наклонов» земной поверхности, которые улавливают вариометрами, увеличиваются эманации инертных газов (гелия и радона) и фтористых соединений в подземных термальных минеральных водах, уменьшается электросопротивление горных пород.

11.4 Конседиментационная, постседиментационная и линейная складчатость.

В условия активного погружения синклиналей, ниже гипсометрического уровня аккумуляции осадков, могут развиваться конседиментационные складки. Но поднятие всей складчатой области прекращает процесс осадконакопления, на смену приходит денудация, и в таких условиях вместо конседиментационной складчатости происходит конэрозионная складчатость. Примером конэрозионной складчатости является угленосная толща нижнего карбона в Подмосковном бассейне, где в песчано-глинистых отложениях хорошо выражены эрозионные врезы.

Постседиментационная складчатость связана с диапировым внедрением тел и глыбовыми структурами.

М.М.Тетяев (1941) выделял куполовидную складчатость и настоящую (линейную) складчатость.

Среди куполовидных складок В.В.Бронгулеев (1955) выделил штамповые складки, связанные с локальными поднятиями пород кристаллического фундамента, и складки течения, связанные с диапиризмом.

В.Е.Хаин (1973) выделил:

1) поверхностные (постседиментационные) складки (облекания, уплотнения, разбухания, выпирания, оседания, оползания, гляциодислокаций).

2) покровные (эндогенно-экзогенные) складки (складки течения, диапировые складки, складки волочения, гравитационные складки).

Настоящая линейная складчатость проявлена только там, где движения тектонических глыб кристаллического фундамента достигают значительной интенсивности. В зонах тектонического обрамления кристаллических глыб происходит смятие слоев в сложные линейные складки, эти складки прослеживаются на карте (в плане) в виде протяженных узких прямых, дугообразных, сигмоидальных, кулисообразных полос. Такие полосы группируются в пучки (виргации) или разветвляются (так называемые дихотомирующие) складки. Шарниры линейных складок могут испытывать могут испытывать ундуляции (погружения и поднятия). Линейная складчатость указывает на стрессовые воздействия на породы и преимущественное проявление горизонтальных сжимающих тектонических движений.

В новейших тектонических структурах наблюдаются запрокидывания сбросов, асимметричных складок в сторону понижения гипсометрических отметок рельефа, отмечается сильная дислоцированность пород в зонах тектонических контактов. Такие явления особенно хорошо выражены в дислоцированности рассланцованных и насыщенных глиноземом метаморфических пород.

Французский геолог Марсель Бертран изучал взаимоотношения складчатых эродированных сооружений с несогласно налегающими перекрывающими осадочными толщами на территории Европы. Он выделил в 1886 году следующие эпохи континентальной складчатости: гуронскую

(датированную докембрием – ранним кембрием), каледонскую, герцинскую и альпийскую.

Каледонская эпоха датирована концом силура-ранним девоном и установлена в Шотландии (Каледонии).

Герцинская эпоха названа так по названию гор Герцинского леса в Италии, эта эпоха датирована девонским, каменноугольно-пермским периодами.

Альпийская эпоха проявлена в Альпах, она началась в неогене. Позднее была выделены еще киммерийская эпоха, которая происходила в триасовый и юрский периоды.

Содержание термина «эпохи складчатости» сформулировал в 1924 году Шухерт, назвав эти эпохи «периодами главного диастрофизма». Слово «диастрофизм» означает в переводе с греческого, буквально «выворачивание», поскольку активные дислокации начинаются именно тогда, когда эрозионные процессы вскрывают докембрийские глыбы. Эти глыбы становятся активной средой массо-энергообмена. В тектоническом обрамлении кристаллических глыб картируются пояса линейной складчатости. Линейная складчатость фиксируется блоковыми поднятиями рельефа и разрывом складчатых сооружений. Возраст складчатости фиксируется возрастом регионального несогласия в кровле размытых сооружений и наличием трансгрессивно налегающих осадочных толщ.

11.5 Виды деформаций горных пород. Пликативные и дизъюнктивные дислокации.

Экспериментальные исследования деформаций твердых тел под влиянием ориентированной нагрузки показывают, что вначале проявляются упругие деформации, а затем, при усилении нагрузки – пластические деформации. Пластические деформации происходят до определенного предела, который называют пределом текучести. За пределом текучести возникают хрупкие деформации, которые влекут разрушение горной породы. Деформации твердых тел бывают 1) однородные, которые выражаются сжатием, растяжением и сдвигом, при этом все участки тела деформируются; 2) неоднородные, это деформации изгиба и кручения, при таких деформациях величина и характер деформаций в различных участках меняется, например, при изгибе: внешняя часть тела испытывает растяжение, а внутренняя часть – сжатие.

В результате упругих деформаций массив горных пород находится в напряженном состоянии. При вскрытии такого массива горными выработками, стенки выработок под давлением пород выпучиваются во внутрь и от них могут с сильным треском отскакивать пластины и куски горной породы.

Напряжением называются возникающие в горном массиве силы, которые уравнивают приложенные внешние силы, вызывающие в теле упругие деформации. Общим напряжением называется уравнивающая сила, отнесенная к поверхности тела.

Как показывают полевые наблюдения в горно-складчатых районах, первоначальное горизонтальное залегание слоистых толщ нарушено: слои изогнуты, смяты, залегают наклонно, порой почти вертикально, запрокинуты или опрокинуты. Такое складчатое залегание осложнено разрывами, вертикальными и горизонтальными смещениями. Подобные изменения первоначального залегания слоистых толщ называют *тектоническими дислокациями*. Различают *пликативные* и *дизъюнктивные дислокации*.

Пликативные дислокации развиваются в пластичных слоях; такие слои сохраняют свою целостность, изгибаются, не испытывая разрушения и дробления, но внутри слоя происходит перераспределение материала и расланцевание породы по направлениям, параллельным направлению сторон мысленного ромба. Возникает деформация, отвечающая понятию «сдвиг». Пликативные дислокации развивались в результате горизонтальных направлений приложенных внешних сил. В результате развития пликативных дислокаций пластичные массы нагнетались в ядра горст-антиклинальных складок и в крылья сопряженных наложенных мульд.

Дизъюнктивные дислокации являются результатом хрупких деформаций, это необратимые деформации. В результате хрупких деформаций образуются сколовые трещины, ориентированные перпендикулярно сжимающим усилиям. Сколовые трещины представляют собой мелкую сближенную трещиноватость, ориентированную в определенном направлении.

Морфологические типы пликативных и дизъюнктивных дислокаций приведены в Приложении Г.

Список литературных источников

1. Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964. – 256 с.
2. Берлянд Т.Г. Распределение солнечной радиации на континентах. Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 227 с.
3. Буллен К.Е. Плотность Земли. М. Мир, 1978. – 442 с.

4. Вернадский В. И. Несколько слов о ноосфере. // Успехи биологии, т.18, вып.2, 1944, с.113-120.
5. Гравитация и относительность. М.: Мир, 1964. – 468 с.
6. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. – 536 с.
7. Курс общей геологии. Под редакцией В.И. Серпухова. М.: Недра, 1976. – 535 с.
8. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в образовании земной коры. М.: Наука, 1967. – 255 с.
9. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1973. - 432 с.
9. Миясиро А. Орогенез. М.: Мир, 1985. – 452 с.
10. Мушкетов И.В., Мушкетов Д.В. Физическая геология. Т. 1 . Л.М.: ОНТИ, 1935. – 908 с.
11. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. – 471 с.
12. Обручев В.А. Образование гор и рудных месторождений. М.: Изд. АН СССР, 1942. – 367 с.
13. Океанология. М.: Наука, 1980. – 462 с.
14. Орлова А.В. Блочные структуры и рельеф. М.: Недра, 1975. – 322 с.
15. Основы геологии. М.: Недра, 1971, с.523 – 531 Роль человека в преобразовании земной коры и ее поверхности.
16. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. // Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-23.
17. Пиотровский В.В. Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли. // Земля во Вселенной. М., 1964, с. 278 – 298.
18. Сорвачев К.К. Пластические деформации в гранито-гнейсовых структурах. М.: Наука, 1978. – 124 с.
19. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. - 394 с.
20. Хуан У.Т. Петрология. – М.: Мир, 1965, с.331-332 Лесс.
21. Шульц С. С. Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. – 272 с.
22. Щетников Н. А. Цунами. М.: Наука, 1981. – 88 с.

Предметный указатель

А

Абляция
Абразия
Абразионная площадка
Абсолютная влажность воздуха
Абсолютный возраст горных пород
Автометаморфизм
Агломераты
Активные складки
Аллювий
Антиклинали
Антропогенные процессы
Аркогенез
Артезианские воды
Атмосфера Земли
Атмофильные Элементы
Атоллы
Аутигенный материал

Б

«Бараньи лбы»
Бароградиентные течения
Барранкосы
Барханы
Барьерные рифы
Бассейны седиментации
Береговой припай
Береговые валы
Болота
Болотные железные руды
Бокки
Бугры вспучивания

В

Вадозные воды
Верховодка
Виргации
Водные жилы

В

Воздух
Возрожденные горы
Волноприбойная ниша
Вулканы
Вулканические газы
Вулканические бомбы
Вулканические куполы
Вулканический пепел
Выветривание
- инсоляционное
- биохимическое
- морозное
- подводное
- физическое
- химическое

Г

Гейзериты
Гейзеры
Геоид
Геосинклинали
Геотермическая ступень
Геотермический градиент
Геотуморы
Гидровулканизм
Гидролакколиты
Гидротермальные растворы
Гипоцентр землетрясения
Глетчерный лед
Гнейсовые купола
Горная влажность
Горсты
Грабены
Гравитационные аномалии
Граница вечных снегов
Грунтовые воды
Грязевой вулканизм
Грядообразные эоловые валы

Д

Дельта реки
Делювий
Десквамация
Дефляция
Деятельный слой
Диапиры
Диастрофизм
Диафторез
Дизъюнктивные дислокации
Динамическая геология
Динамометаморфизм
Динамосланцы
Дрейфовые течения
Друмлины
Дюны

Ж

Жерло вулкана
Жильные месторождения

З

Заболачивание
Зандровые поля
Зандры
Зеленокаменные толщи
Землетрясения
Земная кора
Зольные элементы
Зона
- аэрации
- Беньюфа
- застойных вод
- прибоа
- свободного водообмена

И

Изверженные горные породы
Изотермы
Изотопные исследования
Илы
Инсоляция
Инфильтрация поверхностных вод
Ионосфера

К

Каличе
Кальдеры
Каменистые пустыни
Каменные море
«Каменные шляпы»
Камы
Каньоны
Капиллярная вода
Карры
Карст
Кары
Кинематогенез
Коллювий
Конусы выноса
Коры выветривания
Корразия
«Косые пласты»
Котловины
- выдувания
- карстовые
- окраинных морей
- озерные
-оседания
«Красная земля»
Кратоны
Круговорот воды
Куполовидные вздутия
«Курчавые скалы»
Кучевые пески

Л

Лава вулканическая
Лапилли
Лахары
Ледники
Ленточные глины
Лессы
Линейная складчатость
Литоральная зона

Литофильные химические
элементы

М

Маары
Магматизм
Магматический очаг
Магнитное поле Земли
Магнитные
- аномалии
- бури
- вариации
- полюсы
Магнитуда землетрясения
Мантия
Материковый склон
Магма
Меандры
Межень
Мерзлота
Метаморфические породы
Метеорные воды
Метеориты
«Мертвая зыбь»
Молассы
Морены
Моретрясения
Мофетты
Мысы

Н

Надмерзлотные воды
Несогласное залегание пород
Ниши выдувания
Ноосфера

О

Обвальные холмы
Обвалы
Обратные противотечения
Обрушение склонов
Овраги
Озера
Озы
Оползневые тела
Орогенические движения
Осадочные породы
Осыпи
Относительная влажность воздуха

П

Паводок
«Палящие тучи»
Перекаты
Петрогенные химические
элементы
Платформы
Плеса
Пликативные дислокации
Плотность горных пород
Подводная денудация
Подземные воды
Подмерзлотные воды
Подновленные горы
Пойма

П

Половодье
Поступательная эрозия
Почвенные воды
Пояс
- постоянной температуры
- диссипации
Провалы
Пролювий

Р

Радиационные пояса
Рассланцевание пород
Расход реки
Региональный метаморфизм
Регрессия моря
Речные бассейны
Речные террасы
Рифты
Рифы
Рудничные воды
Русловая отмель
Русло водного потока
Рытвины выдувания

С

Сбросы
Сдвиги
Сейсмические волны
Сейсмические пояса
Селевые потоки
Сидерофильные химические
Элементы
Синклинали
Складки
Согласное залегание пород
Солифлюкция
Сольфатары

«Сомма»

Срединно-океанические хребты
Стратосфера
Стресс-метаморфизм
Сублиматы
Суффозия
Суховет

Т

Такыры
Тектоносфера
Темные пятна Солнца
Терригенные осадки
Тиллиты
Трансгрессия моря
Трещинные воды
Трещины
-выветривания
-вулканические
-отдельности
-растяжения
-тектонические
-экзогенные
Троги
Тропосфера
Торф
Турбидиты

У

Уклон русла
Ураганы

Ф

Фирн
Фирновые поля

Ф

Фиорды
Флексуры
Флиш
Флювиогляциальные
отложения
Фосфориты
Фумаролы

Х

Халькофильные химические
элементы
Хондры

Ц

Цунами

Ч

Черные бури
Чешуйчатые надвиги
Числа Кларка

Ш

Шарьяжи
Шельф
Шлейф пролювиальный

Щ

Щитовые вулканы
Щиты

Э

Экзарация
Элементы земного магнетизма
Элювий
Эоловые пески
Эоловые отложения
Эпейрогенические движения
Эпицентр землетрясения
Эпохи складчатости
Эрозия
Эстуарии
Эффузивные породы

Ю

Ювенильные воды