

## Лекция 5.

### Стадия седиментогенеза.

#### Перенос и накопление осадка.

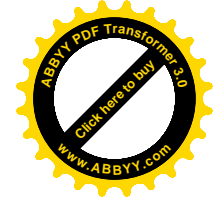
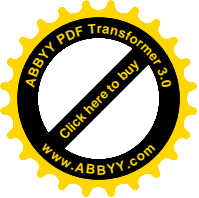
Образовавшийся осадочный материал в большинстве случаев не остается на месте. Под воздействием внешних сил он перемещается и накапливается в понижениях рельефа суши или на дне водоемов. Транспортировка его осуществляется в водной, воздушной или твердой (ледники) средах. Во всех случаях решающую роль играет сила тяжести. Именно она обуславливает перемещение ледников, рек, регламентирует дальность переноса атмосферой. Некоторую работу осуществляют и живые организмы.

**Водная среда** – один из основных агентов переноса осадочного материала. Реки, временные потоки, возникающие при выпадении атмосферных осадков, таянии снега и льда, морские и океанические течения несут огромные количества различного вещества. Величина переносимых обломочных частиц определяется скоростью перемешивания водных потоков и плотностью материала. Перемещение частиц, в зависимости от их формы, размера и плотности, осуществляется во взвешенном состоянии, скачкообразно (путем сальтации) или перекатыванием. Вовлечь частицы в движение труднее, чем поддерживать их перемещение. Помимо обломочного материала вода переносит большое количество вещества в растворенном и коллоидальном состоянии.

Огромную работу совершают временные потоки, особенно в горных районах – сели. Транспортирующее значение морских и океанических течений определяется их скоростью (в среднем 3м/сек) и протяженностью – тысячи километров (например Гольфстрим). Деятельность приливно-отливных и прибрежных течений, в значительной степени, связано со взмучиванием осадка. В прибрежных частях на глубине до 200м и более волнения взмучивают осадок в широкой зоне, поэтому перемещение терригенного материала имеет значительно большие масштабы.

**Воздушная среда.** Ее транспортирующая способность определяется скоростью движения воздушной массы. Плотность воздуха несравненно ниже, чем воды, поэтому и транспортирующие возможности при равной скорости у воздушной массы значительно ниже. Вовлечь в процесс перемещения влажный материал значительно труднее, чем сухой. Максимальный размер обломочных частиц, переносимых ветром, не превышает 20мм. Колоссальные количества обломочного материала переносят ураганные ветры и песчаные бури.

Расстояния, на которые переносится материал, определяются размером частиц, постоянством скорости и направленности воздушного потока.



**Твердая среда.** Материковые льды, перемещаясь вниз по падению каменного ложа, увлекают с собой обломки различного состава и размера. Не отсортированные, мало или совсем не окатанные, они могут транспортироваться дальше талыми водами или накапливаются с образованием конечной морены. Объем и дальность переноса зависят от характеристики ледника, скорости его перемещения и прочности пород, слагающих ложе ледника. Протяженность конечных морен составляет 10-100м, а мощность – нескольких метров, иногда до 10-15м.

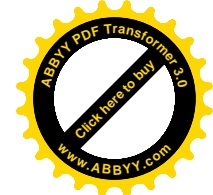
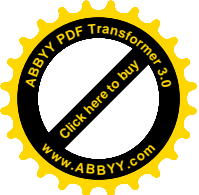
Ледники, сползающие с материков и островов в моря (айсберги), также несут осадочный материал, который по мере таяния оседает на дно морей и океанов. Поэтому крупные обломки пород и даже глыбы оказываются далеко в океане и погребены среди тонкозернистого и глинистого осадка. Из морских льдов, как средство переноса осадочного материала, имеют значение лишь прибрежные (припай) льды, которые достигают дна водоемов. В результате таяния таких льдов происходит переотложение прибрежных осадков на значительное удаление от берега.

Действие силы тяжести проявляется не только при переносе частиц водой, атмосферой и ледниками, но и самостоятельно. Наиболее ярко, как фактор переноса, ее можно наблюдать в горных районах, особенно при землетрясениях, вызывающих интенсивное расщепление пород, и в морях и океанах при возникновении мутьевых (или турбидных) потоков, скорость перемещения которых может достигать нескольких десятков километров в час. С перемещением под действием силы тяжести связаны и такие явления, как осыпи и оползни.

Роль упомянутых сил природы в транспортировке осадочного материала не одинакова в различных физико-географических условиях. Во влажных районах с обильным растительным покровом перенос материала осуществляется, в основном, водными потоками. В области развития пустынь и полупустынь основную работу выполняет атмосфера. В высокогорных районах и полярных областях – ледники и сила тяжести.

В процессе переноса обломочный материал шлифуется, окатывается и уменьшается в размерах. Быстрее всего окатываются крупные обломки. Механически непрочные обломки (сланцы, слюды и др.) дробятся и переходят в пелитоморфное состояние или полностью разрушаются (кальцит, доломит, гипс и прочее). Химически нестойкие соединения в условиях дневной поверхности (пироксены, основные плагиоклазы, органические вещества и др.) в значительной мере разлагаются и растворяются.

Все выше сказанное применительно не только к существующей географической обстановке, но может быть использовано и при анализе условий переноса в более древние эта-



пы геологической истории. Не вызывает сомнений, что в геологическом прошлом роль отдельных сил природы в процессе транспортировки материала существенно отличалась от современной.

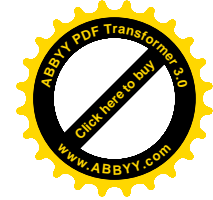
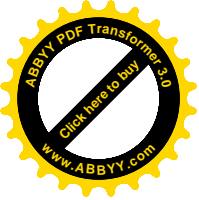
### **Накопление осадка.**

Осадочный материал, растворенные газообразные вещества, находившиеся в состоянии неустойчивого равновесия, при взаимодействии с окружающей средой, между собой и при участии живых организмов могут перейти в осадок. Места его накопления – водные бассейны и поверхность суши, однако значение первых несравненно выше. Общий объем осадка и его физико-химические признаки определяются, с одной стороны, качеством и количеством поступающего осадочного материала, с другой – физико-географической обстановкой, в которой происходит седиментогенез.

При обильном поступлении материала и стабильной обстановке может образовываться мощный слой осадка, и наоборот – периодическое изменение обстановок приводит к формированию тонкого переслаивания осадочных образований, различных по составу, генезису и строению.

Крупные частицы имеют большую скорость осаждения, и будут накапливаться ближе к источникам сноса. Мелкие, могут путешествовать длительное время.

Определенное влияние на скорость осаждения частиц оказывает вязкость водной среды, возрастающая с понижением температуры, повышением солености и концентрации коллоидальных частиц. Скорость накопления осадков в водной среде колеблется в очень широких пределах – от долей мм до нескольких см/год. Минимальная скорость в современную эпоху наблюдается в центральных частях океанов и составляет 0,006-0,008мм/год. Максимальные – характерны для дельт крупных и горных рек и бассейнов с высокой минерализацией вод (до 20см/год и более).



## Лекция 6.

### Дифференциация и интеграция осадочного вещества.

В процессе переноса и накопления осадочного материала происходит осадочная дифференциация, первые сведения, о которой содержатся в работах А.Д. Архангельского (1923), В. Гольшмидта (1931) и В.П. Батурина (1931). Наибольший вклад в развитие учения внес Л.В. Пустовалов (1936-1940). К настоящему времени ряд положений этого учения существенно уточнены и дополнены.

Сущность осадочной дифференциации заключается в том, *что под влиянием механических, химических, биологических и физико-химических процессов происходит рассортировка осадочного материала или избирательное выделение в твердую фазу растворенных и газообразных веществ с последующим переходом отделившихся однородных продуктов в осадок.*

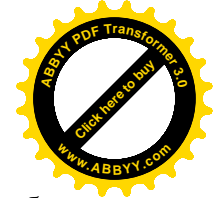
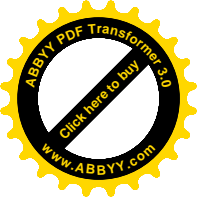
Образовавшиеся из таких осадков породы отличаются более простым химическим составом, высокой концентрацией отдельных компонентов или большей однородностью частиц по размеру. Благодаря этим обстоятельствам многие осадочные породы представляют собой ценные полезные ископаемые (кварцевые пески, железные руды, соли, и др.).

Главнейшие внешние факторы, регламентирующие течение осадочной дифференциации, следующие: рельеф, поверхность суши и дна водных бассейнов, климат; агент переноса; режим движения среды переноса (замедление, ускорение, пульсация скорости); количество областей питания осадочным материалом и расстоянии от них до места накопления; соленость вод и количественного соотношения растворенных компонентов; рН и Eh среды и наконец – жизнедеятельность организмов.

На ходе осадочной дифференциации отражаются и физико-химические свойства осадочного материала: степень дисперсности, плотность, механическая устойчивость, химическая активность, растворимость, количество (или концентрация) осадочного материала на путях переноса.

Обилие причин и разнообразие состояний веществ, участвующих в процессе, не дает возможности создания единой схемы осадочной дифференциации, пригодной для всех типов литогенеза. Поэтому выделяют 4 типа осадочной дифференциации: механическую; химическую; биогенную и физико-химическую.

**Механическая дифференциация** – наиболее яркий способ рассортировки материала. Она происходит при транспортировке и осадении обломков горных пород и минералов,



скелетных останков организмов и отмерших частей растений. Сначала отлагаются более крупные обломки, затем средние и более мелкие.

При равных размерах транспортируемых частиц в первую очередь осаждаются наиболее плотные (касситерит –  $6,8\text{г/см}^3$ , магнетит –  $5,2$ , ильменит –  $4,79$ , рутил –  $4,25$  и др.) а затем легкие частицы (плаггиоклазы –  $2,6 - 2,75\text{ г/см}^3$ , кварц –  $2,65$ , полевые шпаты –  $2,55 - 2,56$ , остатки растительности –  $1,1$  и др.). Поскольку плотность и размер в какой-то степени компенсируют друг друга при переносе, то в осадке обычна ассоциация более крупных легких минералов с более мелкими тяжелыми.

На осаждение частиц влияет и их форма. Наибольшей транспортабельностью обладают обломки таблитчатой и чешуйчатой формы, поэтому в осадке вместе с пелитовыми и алевритовыми частицами нередко встречаются таблички и чешуйки слюды более крупного размера.

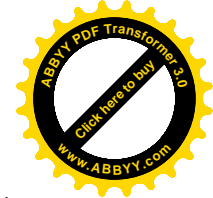
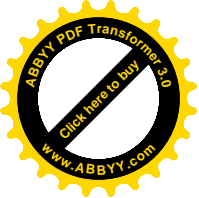
Поскольку обломочные породообразующие минералы осадочных пород имеют относительно не большой диапазон колебаний плотности ( $2,55 - 2,75\text{г/см}^3$ ) и изометрическую или близкую к ней форму, ведущим признаком при рассортировке материала следует считать размер.

Принципиальная схема механизма осадочной дифференциации.

глыбы валуны галька гравий песок алеврит пелит	Отклонения от схемы имеет место при наличии поднятий и впадин в бассейне осадконакопления, где на поднятиях происходит наиболее интенсивное взмучивание осадка. К отклонениям приводят прибрежные морские течения, селевые потоки и др. природные явления.
--	--

**Химическая дифференциация** - это совокупность химических процессов, происходящих в гидросфере, вызывающих последовательный переход растворенных веществ в твердую фазу и осаждение возникших продуктов в бассейне седиментации. Этот вид дифференциации грандиозен по своим масштабам.

Основные продукты химической дифференциации отличаются простотой состава – это, главным образом простые окислы, соли угольной, серной и соляной кислот, состоящие из 2-3 элементов. Выделение растворенных веществ в твердую фазу происходит под влиянием внешних факторов (температура, давление, солевой состав, газовый режим, pH и Eh среды), эффективность воздействия которых в значительной мере контролируется тектонической обстановкой и климатическими условиями. При постоянстве внешних факторов и химической характеристики природных вод, между осадком и растворенными веществами ус-



танавливается равновесие. Изменение физико-химической обстановки влечет за собой выпадение веществ в осадок, либо разрушение последнего.

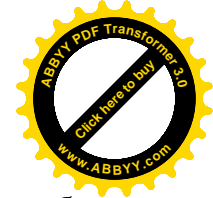
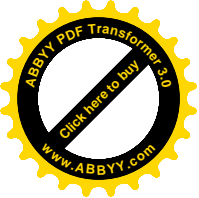
В зависимости от обстановок осадкообразования различают два вида химической дифференциации. Первый вид дифференциации осуществляется при постоянстве состава и солености бассейновых вод в течение длительного времени. Образуются осадки различного состава, которые откладываются одновременно, но на разных глубинах. Для морского гумидного литогенеза характерна следующая последовательность выпадения веществ в осадок ( в направлении удаления от берега): окислы Al, Fe, Mn. Второй вид дифференциации происходит при постепенном изменении солености вод не в пространстве, а во времени (с глубиной, снизу вверх по разрезу), что приводит к последовательному осаждению кальцита, доломита, гипса, сильвина, карналита, бишофита.

**Биогенная дифференциация** – заключается в избирательном превращении растворенных и газообразных компонентов в минеральные скелетные образования или органические ткани в результате жизнедеятельности организмов. Этот вид дифференциации происходит на суше и в водной среде. После отмирания животных и растительных организмов их остатки переходят в осадок, распределяясь по дну бассейна седиментации в соответствии с влиянием факторов механической дифференциации.

Благодаря дифференциации этого типа накапливаются огромные толщи органогенных известняков, создаются рифовые постройки, накапливается органическое вещество – материал для образования каустобиолитов нефтяного и угольного ряда. Особенно велика ее роль в накоплении соединений, составные части которых в современную эпоху в воде не находятся в состоянии насыщения (кремнезем, фосфаты и другие образования). В неблагоприятных условиях продукты жизнедеятельности организмов могут полностью растворяться или разлагаться, как это случается с кальцитовыми раковинами в северных морях (с понижением температуры растворимость кальцита увеличивается) или с растительными остатками в зонах интенсивной аэрации осадка (процесс тления – полное окисление органических остатков).

**Физико-химическая дифференциация** – присуща исключительно коллоидальному материалу. Она осуществляется в водной среде под воздействием физико-химических сил, вызывающих укрупнение частиц вследствие коагуляции коллоидных растворов и явления сорбции. Распределение выпавшего в осадок материала контролируется факторами механической дифференциации.

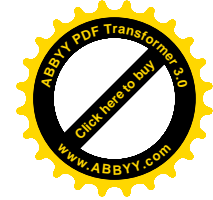
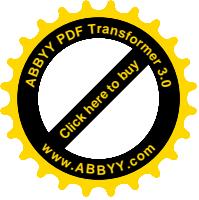
В зависимости от качества (обломочный, коллоидальный, растворенный и т.д.) и количества материала, климатических условий, свойств и состояния среды в каждом конкретном случае могут иметь место один или несколько видов осадочной дифференциации, про-



текающих одновременно и перекрывающих друг друга. В первом случае будет возникать более или менее однородный осадок, во втором – он может оказаться поликомпонентным.

Одновременно с процессами дифференциации происходит интеграция (смешение) вещества. Это процесс, противоположный разделению, но генетически с ним связанный. Отщепляющиеся и разделяющиеся компоненты испытывают не только механическое смешение, но и взаимодействуют между собой – объединяются. Обычно характерно преобладание дифференциации над интеграцией, но большинство специалистов рассматривают их как две стороны одного и того же процесса рассортировки осадочного вещества.

Таким образом, седиментогенез представляет собой весьма сложный природный процесс, охватывающий значительную часть поверхности Земли. Происходящая при этом дифференциация и интеграция являются одним из основных его движущих сил, причинами многообразия осадочных пород.



## Лекция 7

### Стадия диагенеза.

Осадок, сформировавшийся в стадию седиментогенеза, представляет собой неравновесную в физико-химическом отношении систему, состоящую из твердой, жидкой и газообразной фаз, с преобладанием двух последних. Характерной особенностью осадка является и обилие микроорганизмов. При этом, чем выше дисперсность осадка, тем больше микроорганизмов, количество которых с глубиной сокращается.

В осадках выделяется окислительная и восстановительная зоны (Н.М. Страхов, 1966). Зона окисления охватывает лишь верхний слой осадка мощностью от долей до нескольких десятков сантиметров. В ней, окислительно-восстановительный потенциал (Eh), имеет положительное значение. Ниже, как правило, развивается восстановительная зона, где Eh имеет уже отрицательное значение.

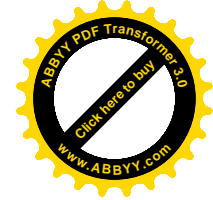
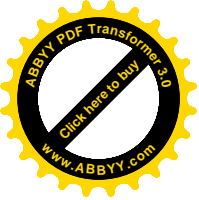
Отсутствие в осадке равновесия – является движущей силой диагенеза. В результате взаимодействия между составными частями осадка и одновременно с окружающей средой при участии внешних факторов, возникает более или менее равновесная система, в которой составные части приспособляются для совместного сосуществования. Диагенез – означает перерождение или преобразование. Граница между седиментогенезом и диагенезом условна и проводится в осадке при отделении его от воздействия внешней среды отложения.

В стадии диагенеза происходят следующие основные процессы.

**Уплотнение осадка.** Накопившийся осадок имеет невысокую плотность. У глинистых илов она составляет  $1,2 - 1,3 \text{ г/см}^3$ , у песчаных и алевроитовых осадков (накопившихся в водной среде) –  $1,5 - 1,7$ , в образовавшихся на суше –  $1,3 - 1,4$ . К концу стадии диагенеза в следствии отжатия воды, перегруппировки частиц и других процессов, плотность глинистых осадков возрастает до  $1,6 - 1,8 \text{ г/см}^3$ , песков  $1,7 - 1,9$ . Подобные явления происходят и с другими осадками. Скорость и степень уплотнения определяются составом осадка и скоростью отжатия воды – коэффициентом фильтрации. Третьим важным фактором, считают скорость осадконакопления, которая увеличивает литостатическое давление, и прямо пропорционально влияет на скорость и степень уплотнения.

**Дегидратация и гидратация осадка.** В результате процесса уплотнения, под действием литостатического давления, вода из осадка отжимается и перемещается в вышележащие слои. К концу стадии диагенеза удаляется до 50% исходного количества воды. Осадки, образовавшиеся в воздушной среде (эоловые отложения, пески, лесс), наоборот получают





влагоу из подстилающих отложений за счет диффузии или же из окружающей среды в виде атмосферных осадков.

**Переработка осадка организмами** имеет место в континентальных и морских условиях. Интенсивнее всего перерабатываются тонкодисперсные осадки водоемов (пелитовые, карбонатные, фосфатные и др.) с повышенным содержанием органического вещества. Главная роль в этом процессе принадлежит бактериям и илоедом, а само явление максимально развито на первых десятках сантиметров, а ниже быстро затухает. В меньшей степени на преобразование осадка влияют корни живых растений.

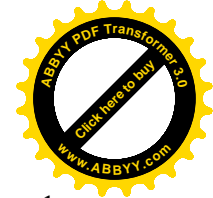
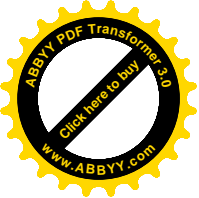
**Образование устойчивых минеральных образований** за счет неустойчивых в данной физико-химической обстановке – характерный для диагенеза процесс. В зоне осадконакопления, в условиях избытка экзогенной энергии, возникают малоустойчивые минеральные модификации минералов, обладающие запасом энергии. При захоронении осадка они отдают эту энергию окружающей среде, а сами образуют устойчивые разновидности. Пример таких превращений – переход гидротроиллита ( $\text{FeS} \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ) в пирит или марказит ( $\text{FeS}_2$ ), гипса в ангидрит, арагонита в кальцит, опала в халцедон и др.

**Растворение и разложение неустойчивых составных частей осадка** в значительной своей части определяется физико-химическими и биолого-химическими параметрами и свойствами среды – pH, Eh среды, количеством растворенных в воде солей и газов, давлением, температурой, жизнедеятельностью организмов и т.д. Многообразие этих свойств определяет в одном сочетании устойчивость данного компонента, в другом – его химическую активность и подвижность.

**Минеральные новообразования.** Новые минералы могут возникать в результате реакций между неустойчивыми минеральными и органическими частями осадка, а также находящимися в нем жидкой и газообразной фазами, или же при взаимодействии между последними.

**Аутигенез** – процесс, при котором происходит образование минералов *in situ*. Этот термин употребляется для любых минералов, которые образуются после формирования вмещающей породы, но не в процессе трансформации или перекристаллизации.

Псевдоморфизм (*pseudos* – фальшивый, *morphi* – форма) – процесс кристаллизации минерала в чуждой ему форме. Наблюдается, когда минерал занимает место первоначального кристалла или организма с сохранением мельчайших деталей поверхности первоначального. Различают псевдоморфизм замещения, выполнения и изменения.



Диagenетическими минеральными образованиями являются марказит, сидерит, фосфорит, кремнистые и глинистые минералы. В обломочных, органогенных и оолитовых карбонатных образованиях новообразованные минералы нередко выполняют роль цемента.

**Кристаллизация и перекристаллизация составных частей осадка** характерна для хемогенных и коллоидальных образований, а также органических минеральных остатков. Образование конкреций, исходным материалом, для которых большей частью являются коллоиды, обычно сопровождается кристаллизацией вещества, уменьшением его удельной поверхности, адсорбционной способности, что в конечном итоге придает системе большую устойчивость.

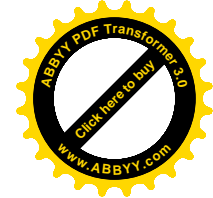
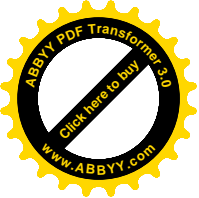
Кристаллические образования (кальцит, доломит, сульфаты, галоиды, гипс и др.) в стадии диагенеза могут перекристаллизовываться. Этому способствуют:

- беспорядочное расположение отдельных кристаллических индивидуумов
- наличие дефектов в кристаллических решетках
- высокая поверхностная активность соединений (за счет большой дисперсности).

Наиболее интенсивно перекристаллизовываются тонкозернистые, однородные (лишенные примесей) осадки.

На течение процессов диагенеза оказывают влияние внешние факторы: температура, давление, продолжительность их воздействия, скорость накопления осадка и его аэрируемость. Они способны ускорять, замедлять или даже практически останавливать течение диагенетических процессов.

*Стадия диагенеза завершается превращением осадка в осадочную горную породу. Поскольку осадок, по внешним признакам, не всегда можно отличить от породы, принято считать, что стадия диагенеза заканчивается с прекращением жизнедеятельности организмов и достижением физико-химического равновесия в породах. Продолжительность стадии диагенеза колеблется в широких пределах и может составлять десятки и даже сотни тысяч лет.*



## Лекция 8.

### Постседиментационные (вторичные) изменения осадочных пород.

#### Стадия катагенеза.

Осадочные породы, образовавшиеся в результате диагенетических процессов, достигают физико-химического равновесия, но не представляют собой устойчивую систему. Под действием термобарических и геохимических факторов они преобразуются, приобретая новые признаки и свойства. Все изменения, происходящие в уже сформировавшейся породе, называются вторичными или постдиагенетическими. Они осуществляются в две стадии: катагенеза и метагенеза. После их завершения породы переходят в категорию метаморфических. Если, в результате тектонической деятельности, они будут вынесены в приповерхностную зону, то вступят в процесс гипергенеза и будут подвергаться новым изменениям и разрушению.

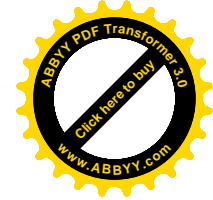
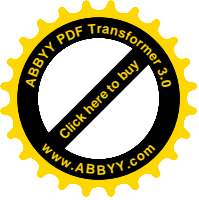
#### Стадия катагенеза.

Катагенез – основная стадия в жизни осадочной породы. Продолжительность ее колеблется в широком диапазоне и определяется особенностями геологического строения территории. Положение верхней границы совпадает с нижней границей диагенеза. Нижняя – условно ограничивается положением изотермы  $200^{\circ}\text{C}$ . По геофизическим исследованиям (при геотермическом градиенте  $1^{\circ}/100\text{м}$ ) она достигает 20км. В таких условиях давление достигает 500Мпа, а пористость понижается до 1-2%.

Важнейшими движущими силами катагенеза являются: температура, давление (литостатическое, стрессовое, гидростатическое), растворимые в воде минеральные и газообразные вещества, рН и Eh подземных вод, естественная радиоактивность, а также продолжительность их воздействия.

Катагенетические преобразования отражаются на изменении минерального состава, структуры, физико-химических свойствах (химической устойчивости, твердости, пластичности, пористости, проницаемости и т.д.), которые происходят в результате дальнейшего уплотнения и отжатия воды, растворения неустойчивых соединений, минерального новообразования и перекристаллизации вещества.

**Уплотнение пород.** На начальном этапе катагенеза уплотнение происходит в результате перегруппировки частиц, более плотной их упаковки под действием литостатического (горного) давления. Дальнейшее уплотнение происходит по принципу Рикке – *минералы, слагающие горные породы, растворяются в точках касания друг с другом в направлении*



максимального давления и вновь кристаллизуются в соседних пустотах в местах минимального давления.

Степень уплотнения породы определяется при исследовании пород в шлифах. Коэффициент уплотнения ( $K_{\delta}$ ) представляет собой безразмерную величину, показывающую во сколько раз плотность породы ( $\delta_p$ ) меньше плотности слагающей ее твердой фазы ( $\delta_t$ ). По мере уплотнения  $\delta_p \rightarrow \delta_t$  Коэффициент уплотнения связан с величиной пористости ( $K_p$ ):  $K = 1 - K_p$ . Глинистые породы уплотняются до величины  $K = 0,85-0,9$ , а затем превращаются в аргилиты. Быстрее всего уплотняются известняки ( $0,90 - 0,97$ ) на глубинах 1800-2000м.

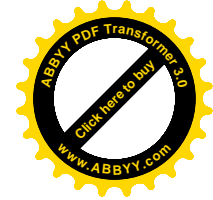
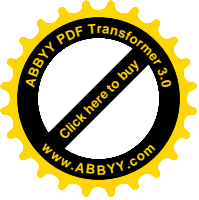
Уплотнение горных пород приводит к повышению их плотности за счет уменьшения пористости. Процесс сопровождается увеличением объемного веса, уменьшает возможность фильтрации вод, способность к водопоглощению и т.д.

**Отжатие** воды происходит на протяжении всей стадии катагенеза. По форме связи с твердой фазой породы, воды подразделяются на свободную (гравитационную), капиллярную и связанную (физически или химически). Свободная вода в породах перемещается под действием силы тяжести или пластового давления, капиллярная – кроме того, под действием капиллярных сил, а связанная – не перемещается. При уплотнении теряется большое количество воды. Например, девонский песчаник теряет воду с 35 до 5%. Освобождающаяся вода в условиях высоких температур и давления играет важную роль в растворении и перераспределении вещества осадочных пород.

**Растворение составных частей породы.** Изменение термобарических и геохимических условий сопровождается нарушением равновесия между твердой (минеральной и органической), жидкой и газообразной фазами. Это приводит к растворению их в подземных водах, нефтях, конденсате. Следствие – образование в породах каверн, расширение трещин, повышение минерализации подземных вод до 20-30г/100г раствора, а также присутствие в жидкостях широкого ассортимента химических элементов и минерало-органических соединений.

Растворимость минералов определяется температурой, давлением, фильтрационными способностями пород, а также свойствами самих растворителей – их минерализацией, солевым составом, рН, Eh, составом и количеством растворенных газов и др. Галоиды, сульфаты и карбонаты составляют основу солевой части подземных вод. Кроме того во флюидах присутствуют Si, Sr, Al, Fe, Mn, макроэлементы V, Ni, Co, Mo, Cu и др.

Значительную роль играют органические соединения – битумоиды и гуминовые кислоты. На контакте с водой нефть окисляется и частично разлагается с образованием углекис-



слоты, вследствие этого воды становятся более агрессивными к карбонатам, кварцу и другим минералам. Это приводит к нарушению физико-химического равновесия и влечет за собой растворение минералов, их новообразование или преобразование.

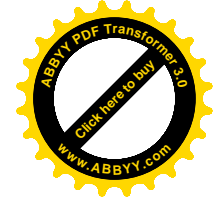
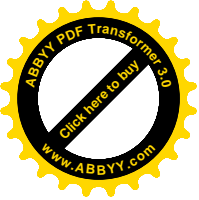
**Минеральные новообразования** на стадии катагенеза широко распространены. Обращаются за счет веществ, растворенных в подземных водах и газообразных веществ, растворенных в пустотном пространстве пород. Вторичные образования чаще всего представлены порообразующими минералами – кварцем, кальцитом, доломитом, полевым шпатом, кислыми плагиоклазами, халцедоном (в нейтральной или слабокислой среде), удлиненными пластинчатыми гидрослюдами, пачками каолинита, табличками хлорита. Взаимодействие обугленных органических остатков, битумов с пластовыми водами приводит к образованию сульфидов железа и других металлов. Богатые кислородом воды, при контакте с сульфидами, образуют гидроокислы железа и т.д. Новообразованные минералы заполняют трещины, поры, каверны, выделяются в виде каемок регенерации.

**Перекристаллизация вещества.** Она заключается в преобразовании кристаллических зерен без изменения их состава и структуры кристаллической решетки, а сводится к укрупнению кристаллов за счет смешения нескольких зерен, изменению их формы, приспособлению к поверхностям соседних минералов, освобождению от примесей. Перекристаллизация сопровождается уменьшением объема породы, ее дальнейшим уплотнением и увеличением устойчивости системы в новых термобарических и геохимических условиях.

Процесс перекристаллизации наиболее характерен для хемогенных и органогенных образований. Аморфные вещества могут подвергаться девитрификации (раскристаллизации) – переходу в более плотное состояние, что наиболее характерно для опаловых и фосфатных образований, обломков эффузивных пород.

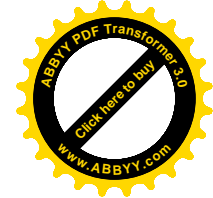
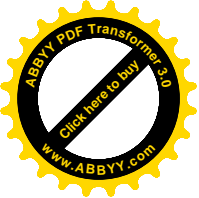
Процессы катагенеза по своей природе неорганические – физико-механические и физико-химические. Роль живого вещества (бактерий) незначительна. Исключение составляют нефтяные толщи, где при помощи сульфатредуцирующих бактерий происходит восстановление сульфатов.

Породы, прошедшие стадию глубинного катагенеза, характеризуются сильным уплотнением, физические признаки литологически разных пород отличаются меньше, чем при начальном катагенезе. Глинистые породы представлены аргилитом - хрупким, не размокающими в воде образованиями. Роль монтмориллонита уменьшается, увеличивается – каолинита (3200м), появляются смешанно-слоистые глинистые минералы, гидрослюда, хлорит (~7000м). Пески, слабо уплотненные песчаники, алевролиты приобретают высокую прочность; мел за-



мещается известняками, а структура последних изменяется в направлении укрупнения зернистости, степень уплотнения разных известняков сближается; угли превращаются в спекающиеся угли (коксовые).

Различия в степени изменения пород на стадии катагенеза вызывает необходимость выделения более мелких категорий стадии – подстадии. В научной литературе катагенез делится на 2 или 3 подстадии. При двухчленном делении различают начальный и конечный (глубинный) катагенез. Граница между подстадиями проводится в диапазоне температур 90-120<sup>0</sup>С при горном давлении в 100Мпа и понижении пористости до 15%. Такие условия, в большинстве случаев, наблюдаются на глубине 2,5-5км. При трехчленном делении различают протокатагенез (начальный), мезокатагенез (средний) и апокатагенез (конечный), причем последний приблизительно соответствует стадии метагенеза. Основанием для разделения на подстадии служит характеристика органического вещества. Границей между первыми двумя подстадиями является зона, где в углях исчезают гуминовые кислоты, а содержание углерода достигает 75%. Глубинное положение границы – 1-3км. Нижняя граница мезокатагенеза намечена в диапазоне 1-7,5км и выделяется по достижении содержания углерода в органическом веществе – 90%. Нижняя граница апокатагенеза соответствует переходу органического вещества в графит. Ее ориентировочное глубинное положение ~ 2,5-15км. Однако трудно определить точное положение границ по отношению к поверхности в геологическом прошлом, поэтому и даются такие разбежки.



## Лекция 9.

### Стадия метабенеза.

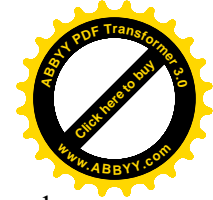
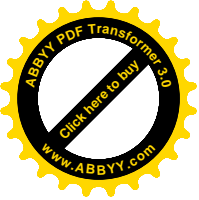
**Метагенез** – завершающий этап в жизни осадочных пород при их погружении и переходный между стадиями катагенеза (при двучленном разделении) и метаморфизма. Согласно определению Н.В. Логвиненко – это стадия глубокого минералогического и структурного изменения осадочных пород в нижней части стратосферы, происходящего, главным образом, под влиянием повышенной температуры в условиях повышенного давления и присутствия минерализованных растворов. На общий ход процессов метабенеза накладывают свой отпечаток газы, рН и Eh флюидов. Поэтому движущие силы метабенеза те же, что и при катагенезе.

Считают, что метабенез осуществляется в диапазоне температур 200-300<sup>0</sup>С. Геотермический градиент варьируется в широких пределах, также как и глубина залегания пород и давления, которое испытывают породы. При геотермическом градиенте 3<sup>0</sup>С/100м, глубина залегания осадочных толщ должна составлять 7-10км, а давление соответствует 180-200Мпа. В пределах впадин эти цифры существенно возрастают.

Исходя из теоретических предпосылок и экспериментальных данных природная вода должна иметь кислую реакцию и содержать много растворимых солей и газов. Характерной особенностью пород является высокая степень уплотнения, минимальная пористость (2-4%), преобразование органических веществ до состояния графита. Перемещение флюидов становится возможным только по трещинам или путем диффузии (проникновением молекул в результате тесного сжатия двух разных минералов). Широкое развитие цементации делает маловероятным дальнейшее уплотнение пород. Движение масс при складчатости вызывает появление трещиноватости, кливажа разрыва и т.д., создавая этим новые пути для движения растворов. Активной циркуляции флюидов способствует и высокая температура.

Такая характеристика способствует широкому развитию процессов растворения, коррозии, регенерации и интенсивной перекристаллизации ранее образованных минералов. Все большее значение играют и процессы метасоматоза.

Они превращаются в кварциты и кварцито-песчаники. В глинистых и карбонатных – перекристаллизовывается основная масса. Глинистые породы переходят в глинистые, аспидные и филлитоподобные сланцы, а карбонатные – в кристаллические и мраморизованные известняки и доломиты. Процессы обуглероживания углей преобразуют их в тощие угли, антрациты и графитизированные антрациты.



Воздействие литостатического, и особенно стрессового, давления приводит к деформации зерен – они приобретают призматическую, линзовидную и таблитчатую формы.

Интенсивное развитие стресса способствует частичной перестройке, усложнению и появлению новых структур, характерных для метаморфических структур, характерных для метаморфических пород. Образуются микростиллитовые сочленения зерен и микростиллитовые швы, располагающиеся под углом к плоскости напластования.

Они отличаются крупными зубцами – столбцами.

В зернистых породах, богатых цементом, где непосредственное соприкосновение зерен отсутствует, образуются “бородатые зерна”. Они возникают под воздействием стресса, путем растворения обломочных зерен со стороны давления и последующей кристаллизации (наращивания) перпендикулярного к давлению (по принципу Рикке).

В цементе зернистых и в глинистых породах появляется кливаж течения - параллельная ориентировка своими длинными размерами, чешуйчатых и листоватых минералов, а также обломочных зерен, к давлению.

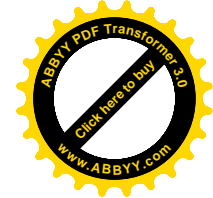
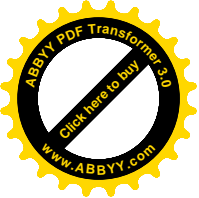
Наиболее интенсивно эти процессы протекают в геосинклинальных областях, и возникшие структуры могут быть ориентированы не только параллельно, как в платформенных областях, но и под углом к плоскости напластования.

В стадии метагенеза различают два этапа: ранний или начальный и поздний (глубинный). Деление производится по характеристике минерального состава и появлению новых структур. Поздний метагенез сходен с начальной стадией регионального низкотемпературного метаморфизма.

Следует отметить, что разделение метагенеза возможно, главным образом, только в геосинклинальных разрезах. В платформенных условиях соотношения более сложные, менее изучены и четкое разделение на последовательные этапы не всегда возможно.

Метагенез заканчивается изменением структуры породы и ассоциации минералов. В глинистых породах исчезают минералы группы монтмориллонита, смешанно-слоистые образования. Преобладающее развитие приобретают гидрослюды высокой степени преобразованности, хлорит и серицит. В песчаных и алевроитовых породах продолжается деформация зерен. В карбонатных породах происходит перекристаллизация и укрупнение зерен, а от фаунистических остатков сохраняются неопределимые реликты. Для стадии метагенеза характерны глинистые сланцы, кварцитоподобные песчаники, мраморизованные известняки и доломиты, антрациты и другие сильно измененные осадочные породы.





## Лекция 10.

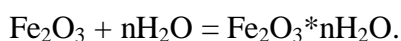
### Стадия гипергенеза.

Под гипергенезом понимают физическое и химическое преобразование горных пород и минералов, происходящие на поверхности Земли и в ее приповерхностной зоне. Эта стадия в осадочных породах протекает иначе, чем в магматических и метаморфических, что определяется различиями минерального состава, строения и физических свойств пород.

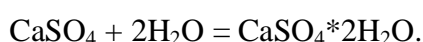
Мощность зоны гипергенеза определяется глубиной проникновения грунтовых вод (хотя бы минимального), которая зависит от состава и свойств пород, рельефа местности, структурных и климатических условий. Она колеблется от единиц до десятков метров, а иногда и сотни метров.

Гипергенез протекает в термобарических условиях близких к условиям земной поверхности. В зависимости от сочетания действующих факторов гипергенез может иметь различную направленность. Даже в сходных условиях продукты гипергенных реакций не будут одинаковыми, если различается литологический состав пород. Для осадочных пород будут типичными процессы гидратации, гидролиза, окисления, восстановления, катионного обмена и растворения. Охарактеризуем их.

**Гидратация** – процесс присоединения воды к химическому соединению в результате вхождения ее в кристаллическую решетку или адсорбции поверхностью частиц. Гидратация часто происходит одновременно с процессами окисления, карбонатизации и т.д. При гидратации окисных соединений железа, например, гематита, образуется лимонит:

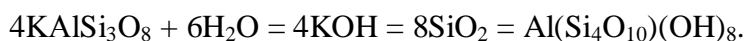


При гидратации ангидрита образуется гипс:

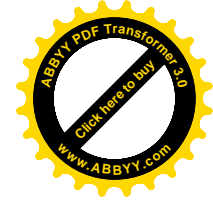
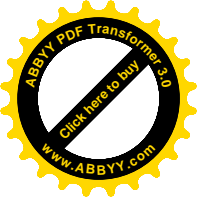


В результате этого процесса происходит существенное увеличение объема соединений. Например, при переходе ангидрита в гипс, объем увеличивается примерно на 30%.

**Гидролиз** – реакция взаимодействия вещества с водой в зоне гипергенеза. При этом, вещество под действием воды расщепляется на более простые соединения, которые взаимодействуют с составными частями воды ( $\text{OH}^-$  и  $\text{H}^+$ ). Реакция гидролиза характерна для силикатов, алюмосиликатов и ряда других минералов. Например, в результате гидролиза ортоклаза или микроклина образуются гидрат окиси калия, кремнезем и каолинит:



При гидролизе ионы  $\text{OH}^-$  образуют со щелочными и щелочноземельными металлами легко подвижные соединения, которые выносятся из пород. Глинистые, алюмининовые, желе-



зистые окисные минералы, образовавшиеся при гидролизе, труднорастворимы (каолинит, диаспор, гидраргиллит, лимонит и др.). Они выносятся в виде взвесей водой или ветром, или остаются на месте.

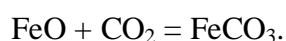
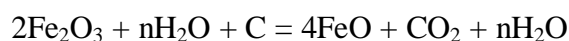
**Окисление** – заключается в потере электронов атомами или ионами окисляющегося вещества. При этом элементы с переменной валентностью переходят в состояние с более высокой валентностью:



Процессы окисления глубоко затрагивают органические вещества – нефть, битумоиды, рассеянное органическое вещество, угли. Конечный результат реакции углекислота ( $\text{C} + \text{O}_2 = \text{CO}_2$ ) и нередко, вода, при этом выделяется значительное количество тепла.

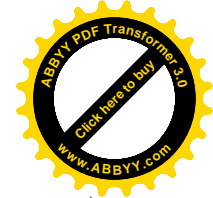
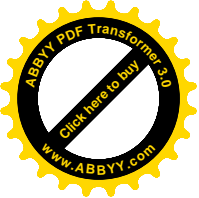
Процессы окисления сопровождаются изменением окраски пород. При окислении органического вещества породы осветляются, железистые соединения приобретают бурую или желтую окраску различных оттенков.

**Восстановление** – процесс, по своей природе противоположный окислению. Он проявляется понижением валентности катионов и, обычно, потерей кислорода восстанавливаемыми веществами. Восстановительная среда возникает в результате разложения органического вещества, жизнедеятельности организмов при застойном режиме грунтовых вод или же при окислении просачивающейся к поверхности нефти. Энергичными восстановителями являются углеводород, водород и сероводород. Восстановительные реакции нередко сопровождаются образованием различных сульфидов и карбонатов. Реакция восстановления протекает следующим образом:



**Катионный обмен** – заключается в изменении состава минералов без изменения их структуры. Это происходит за счет замещения одних компонентов, не прочно удерживающихся в кристаллической решетке, другими. Основные обменные катионы:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{H}^+$ . В результате обмена одни катионы накапливаются в твердой фазе, другие переходят в раствор. Считают, что именно с этим процессом связано накопление калия в осадке, и вынос натрия и магния в океан. Очень характерен катионный обмен для глинистых минералов – монтмориллонита, гидрослюда и др.

**Растворение** – процесс весьма распространенный. Главный растворитель – вода. Растворимость природных соединений колеблется в широких пределах – от единиц мг до десятков грамм в 100гр воды. Она определяется для каждого конкретного минерала термобариче-



скими условиями и качеством растворителя (рН, Eh, минерализация, солевой состав и т.д.) Для большинства природных соединений растворимость повышается с возрастанием температуры.

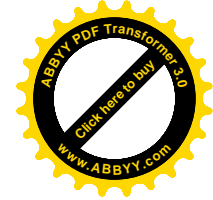
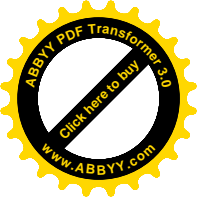
Большое влияние на растворимость минералов оказывает рН среды. Карбонаты, полевые шпаты и плагиоклазы энергично растворяются в кислых водах. Растворению кремнезема благоприятствуют высоко щелочные воды. Присутствие в воде растворимых солей, тоже вызывает изменение растворимости минералов. Если соединение не содержит элементов тождественным находящимся в растворе ионам, то растворимость данного соединения повышается и наоборот. В пресных водах высока растворимость галоидов, нитратов, ниже – сульфатов, карбонатов и фосфатов.

Процесс растворения сопровождается выносом продуктов растворения из породы, образованием пор, каверн, полостей, карстовых воронок, пещер. Это приводит к возрастанию емкости пород к флюидам, понижению прочности и устойчивости пород к механическим нагрузкам.

Конечный результат гипергенных процессов может быть различным.

Первый вариант – находясь на поверхности породы, полностью разрушаются, а продукты, возникшие при этом, служат материалом для образования новых осадочных пород.

Второй вариант – порода разрушилась не полностью, но начались нисходящие движения, в результате чего осадочные образования, подвергшись гипергенезу, будут погребены под новыми осадками. В них в значительной мере, даже при погружении на глубину сохраняются высокие пористость и проницаемость. Эта особенность характерна, прежде всего, для известняков и доломитов, а также песчаников с карбонатным цементом.



## Лекция 11.

### Обстановки осадконакопления.

#### Континентальные обстановки.

В современную эпоху суша занимает 29,2% общей площади земного шара. Хотя в отдельные геологические периоды площадь суши существенно сокращалась, древних континентальных отложений гораздо меньше, чем, например, мелководно-морских. Это связано не столько с отсутствием или неразвитостью осадконакопления на суше, сколько с условиями сохранения первичных континентальных отложений. Другая особенность в том, что среди них установлено не пропорционально много водных – аллювиальных и лимнических, хотя озера, болота и реки занимают лишь 2% суши. Это объясняется трудностями их выделения и тем, что водные отложения формируются в пониженных элементах рельефа и лучше сохраняются от денудации.

Специфика континентальных обстановок определяется резким изменением мощностей отложений, их невыдержанностью и изменчивостью на коротких расстояниях, исключительной пестротой. Специфичен и состав органических остатков, которые сохраняются и встречаются обычно реже, чем в морских, но относительно чаще обнаруживают остатки позвоночных и высшей растительности.

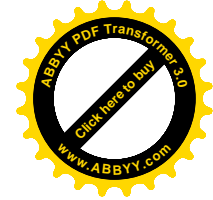
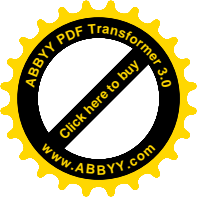
В обобщенном виде можно выделить элювиальные, коллювиально-делювиально-пролювиальные, аллювиальные, лимнические, ледниковые и пустынные фации.

**Элювиальные фации.** Элювий – комплекс сохранившихся на месте своего образования продуктов разрушения горных пород, образовавшихся на поверхности Земли под действием атмосферных агентов, почвенных и грунтовых вод, жизнедеятельности организмов.

В случае преобладания физического выветривания, элювий представляет собой разные по размеру и форме обломки материнских пород, при активном химическом – происходит не только дезинтеграция исходных пород, но и их глубокое химическое и минералогическое преобразование с образованием наиболее устойчивых в условиях земной поверхности глинистых минералов.

Характерная черта – вертикальная зональность строения, химического и минералогического состава. Мощность и полнота профиля зависят от климата и тектонического режима. Обычные мощности изменяются от единиц до нескольких десятков метров, иногда могут достигать и нескольких сотен метров.

**Склоновые (коллювиально-делювиально-пролювиальные) фации.** Они формируются на склонах в результате обвалов, сползания, обрушения (коллювий), переноса мате-



риала дождевыми и тальми водами (делювий), с селевыми потоками (пролювий). Их контакт с подстилающими породами очень резкий, вещественный состав нередко также различен и имеет больше сходства с залегающими выше по склону породами. На крутых склонах формируются грубые брекчии дресвиты, на пологих – более тонкие песчано-алевритовые осадки. Слоистость и сортировка материала, как правило, отсутствует или выражена слабо. Поскольку склоновые отложения выравнивают рельеф, их мощность меняется очень резко и на коротких расстояниях, достигая максимальных значений в долинах и впадинах, а на поднятиях они часто выклиниваются. Поскольку выбросы происходят не постоянно, а спазматически, такое осадкообразование получило название событийного (event stratification).

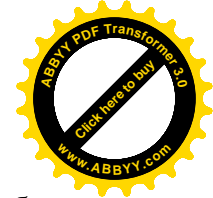
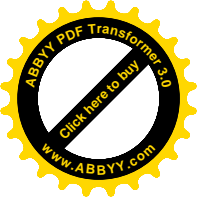
**Аллювиальные фации.** Наряду с собственно русловыми они включают весь комплекс отложений, формирующихся в речных долинах (русловые, пойменные и старичные). Аллювиальные фации имеют в сечении форму линзы с вогнутым внизу основанием и относительно плоской кровлей, врезаемой в подстилающие отложения, на которых они залегают с отчетливым размывом.

Русловые фации наиболее грубозернистые и представлены песками с примесью гравийных зерен. Степень сортировки различная, вниз по течению размерность осадков уменьшается, а, отсортированность - возрастает. Для русловых отложений характерна правильная косая слоистость. В поперечном сечении уменьшается зернистость и улучшается отсортированность. Аналогичные изменения намечаются в направлении от центра потока к периферии.

Пойменные отложения формируются в период половодья при непостоянной гидродинамике. Осадки более тонкозернистые, менее отсортированные, представлены чередованием мощных песчаных прослоев с глинистыми. Косая слоистость не выражена, иногда присутствует горизонтальная и волнистая слоистость, рябь течений, волнений, текстуры взмучивания.

Старичные отложения после прекращения связи с рекой приобретают характер озерных отложений. Минеральный состав обломков однородный вплоть до олигомиктового.

**Лимнические фации.** Они характеризуются ограниченным распространением и сравнительно небольшой (до нескольких десятков метров) мощностью. Характер осадков и органических остатков зависит, главным образом, от климатической зоны. Для осадков характерна сравнительно хорошая сортировка, наличие правильной, часто тонкой слоистости. Преобладают песчано-алевритовые и глинистые осадки с обилием органических компонентов. В обстановках аридного климата происходит хомогенная седиментация – осаждаются известняки, доломиты, магнезиальные силикаты типа, палыгорскита – сепиолита. Легко растворимых солей – гипсов, ангидритов, хлоритов и т.д.



К группе лимнических фаций относятся и болотные отложения, в которых преобладает накопление торфа.

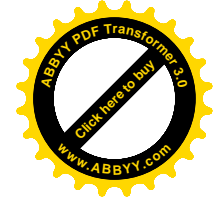
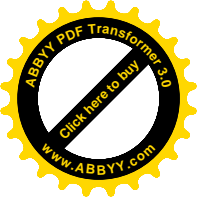
**Ледниковые фации** – формируются в областях материкового и горного оледенения. Ледниковые образования подразделяются на морены, водно-ледниковые, озерно-ледниковые и гляцио-аллювиальные отложения. Морены представляют собой не отсортированные, или очень отсортированные не слоистые отложения, состоящие из различных по размеру валунов, глыб, гравия, сцементированных песчано-глинистым материалом, оставшимся на месте таяния ледника. Для валунов характерна своеобразная штриховка и полированность. Ископаемые морены называют валунной глиной или тиллитами (иногда микститами).

Флювиогляциальные отложения образуются в результате выноса взвешенного материала от края ледника многочисленными ручейками и речками с последующим отложением его в задровых равнинах и конечно-моренных грядах. Вначале они представлены неотсортированными породами, грубо-, правильно- и часто- линзовидно-слоистыми. Дальше, они лучше отсортированы, преимущественно песчаные с текстурами течений. При дальнейшем удалении от края ледника они переходят в гляцио-аллювиальные. В образовавшихся в понижениях рельефа озерах идет накопление лимногляциальных отложений, характеризующихся тонкозернистым составом и наличием тонкой горизонтальной слоистости (ленточные глины).

Мощность ледниковых отложений составляет в среднем несколько десятков метров, во впадинах и ложбинах достигая ~ 300м.

**Эоловые пустынные фации** – развиваются в условиях аридного климата, высоких температур и резким дефицитом осадков. Комплекс эоловых фаций включает эоловые отложения (эрги), образование соленых озер, каменистых пустынь, отдельными полосами в них накапливаются аллювиальные осадки.

Представлены эоловые отложения, главным образом песками (песчаниками) и крупнозернистыми алевритами (алевролитами). Глинистый материал практически отсутствует. Для отложений характерна хорошая отсортированность и окатанность зерен. Поверхность блестящая, полированная, реже шагреневая. В минеральном составе уменьшается количество легко истираемых минералов (слюда, гипс, пироксены, роговые обманки, эпидот) и возрастает число устойчивых к механическому воздействию - (кварц, гранат, циркон, силлиманит, магнетит). Текстуры эоловых отложений разнообразные: отмечаются как не слоистые породы со слабо выраженной косой слоистостью, так и отчетливо горизонтально и косослоистые отложения. Мощность изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров.



## Морские и океанические обстановки.

Океаны и моря занимают 70,8% земного шара. Это и определяет то обстоятельство, что в геологических разрезах преобладают морские отложения, кроме того океаны и моря – это преимущественно области накопления осадков и в морских условиях гораздо лучше их сохранность.

Другая особенность их несравненно большее постоянство по сравнению с континентальными. Наиболее контрастная картина характерна для побережья.

Главная масса материала поступает с континента и составляет ~ 22,4млрд.т/год. Второй источник – собственно океанический материал и продукты разрушения твердых коренных пород морского дна.

Очень важна и геохимическая система морской воды. Ее катионный состав определяется, в основном, континентальным сносом, а анионный – вулканическими эксгаляциями. Несмотря на разнообразие типов водоемов, соотношение основных компонентов практически постоянно ( $Cl/SO_4^{2-}$ ,  $K^+/Mn^{2+}$  и т.д.), причем шесть ионов  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Mg^+$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $H^+$  составляют в сумме 99% массы всех растворенных океанических соединений.

Водоемы мирового океана по соотношению их с сушей подразделяются на два типа:

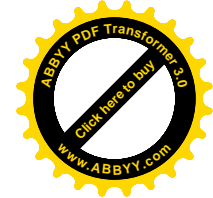
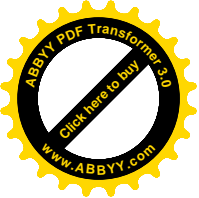
1. средиземные или внутренние;
2. окраинные или краевые.

Они различаются приливной силой, соленостью, постоянством поступающего материала с суши, составом органики и т.д.

Особая область седиментации – собственно океаны, где влияние многих компонентов сказывается в наименьшей степени, но существенно возрастает значение собственного океанического вещества.

Другой режимной особенностью водоемов, определяющей обстановки и условия осадконакопления является форма его вертикальных сечений. Существуют: мелководные моря с выровненным дном (Северное, Лаптевых, Азовское), и моря с глубоководной котловиной (Японское, Черное). Моря первого типа располагаются на платформах и омывают невысокий, сглаженный континент. Котловинные моря чаще локализуются в геосинклинальных областях и обрамляются горной сушей.

Важный фактор фациальных обстановок – волнения и разного рода течения (приливно – отливные, волнобереговые, гравитационные, циркулярные, вертикальные, и т.д.), которые обуславливают разнос материала в водоемах и его отложение.



Физические свойства воды (температура, давление, прозрачность и т.д.), во-первых, влияют на характер (количество и разнообразие) органической жизни, а также обуславливают геохимическую возможность осаждения ряда минералов. Во-вторых – они влияют на газовый состав воды, развитие организмов и на возможность растворения и осаждения соединений.

Морские отложения (фации) подразделяются на два типа океанического седиментогенеза:

А – приконтинентальный,

В – пелагический.

**А. Приконтинентальные осадки (фации).** Главный фактор – интенсивность поступления терригенного материала, механизм транспортирования его осаждения, которые связаны с динамикой вод и обусловлены морфологией дна водоема, географическими и физико-химическими свойствами среды.

подавляющая часть обломочного материала выносится крупными реками, распределяя его относительно локально в устьях и их подводных продолжениях. В этой связи, наряду с вдольбереговой зональностью существует и поперечная.

Еще одно важное обстоятельство заключается в том, что фациальные ряды несколько различны на: а). пассивных (атлантический тип), б). активных (тихоокеанский тип) континентальных окраинах.

А). Идеальный фациальный профиль континентальных окраин пассивного типа включает фации: 1 – шельфа, 2 – уступа континентального типа, 3 – континентального подножья и 4 – абиссальных равнин.

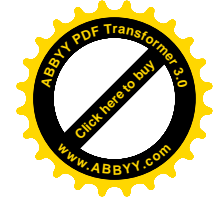
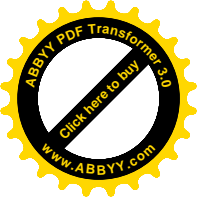
Отложения шельфа представлены мелкообломочными породами: песчаниками и крупнозернистыми алевритами, до 50-70м; вблизи континентального склона – глинами с примесью алевритовых и песчаных частиц (130 200м, реже до 300-500м). В гумидной и аридной зоне развиты карбонатные породы – известняки и доломиты переходящие в тонко-отмученные глинистые осадки.

Характерно обилие и разнообразие бентосных организмов (фораминифер, диатомей, радиолярий, птеропод, цефалопод, рыб и т.д.).

Текстуры – отчетливо горизонтально и пологоволнистые, реже косослоистые.

Особенности осадкообразования континентального склона определяется контрастностью рельефа, интенсивным привносом терригенного материала, изменчивостью гидродинамики, биологической продуктивностью и т.д. Формируются различные генетические типы:





обвальнo-оползневые, отложения высокоплотных и турбидных течений, конусы выноса. Литологически они представлены тонкими песками и илами пелагического типа. Имеются значительные участки, где осаждение не происходит, а отмечается размыв и перемыв более древних отложений.

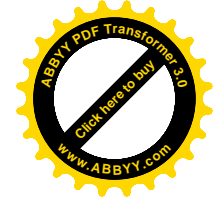
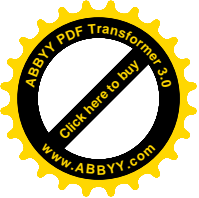
Фации континентальных подножий и абиссальных равнин представлены, в основном, синим и голубым илом. Это преимущественно гидрослюды, слабо известковистый осадок, содержащий ~ 10% остатков планктонных известковых и опаловых организмов. Из аутигенных минералов типичны пирит и гидротроилит. Здесь сосредоточена главная масса глинистых осадков Мирового океана.

б). Профиль фациальных условий активных континентальных окраин включает: 1 – окраинное котловинное море, 2 – островную дугу, 3 – глубоководный желоб и др.

Основной особенностью осадконакопления окраинных котловинных морей является наличие отделяющих их от открытого океана барьеров – островных дуг, являющихся дополнительным источником обломочного материала. В нижних частях шельфа и верхних материкового склона развиты пески, иногда с гравием и галькой. Ниже по склону они сменяются крупно- и затем мелкоалевритовыми осадками. Наиболее глубокие части покрыты глинистыми илами. В зонах развития активного вулканизма преобладает вулканогенный материал, развиты турбиды и туфо-турбиды.

Отложения островных дуг располагаются на границе котловинных окраинных морей и открытого океана. Они включают как наземные, так и морские фации. Характеризуются сложно расчлененным рельефом, высокой гидродинамической активностью, пестротой и быстрой изменчивостью фаций. Осадочный материал – собственный – обломочный, с обилием органического. Сложен рыхлыми вулканогенными породами, породами крутых подводных склонов, собственно вулканическими. В меньшей мере осаждаются карбонатный и кремнистый материал, преимущественно биогенный, реже – хемогенный. Фации представлены грубообломочными галечниковыми и песчаными отложениями полимиктового состава, часто перемытыми, в ложбинах – вулканогенно – терригенными турбидами, и тонкозернистыми отложениями придонных течений.

В мелководных зонах теплого климата отлагаются карбонатные образования и рифы, в более глубоководных – фораминиферовые. В холодных зонах – с вулканогенно-терригенными материалами ассоциируется биогенно-кремнисто-спикуловый, диатомовый и радиоляриевый.



Глубоководный желоб или континентальный склон горно-складчатого сооружения – самая глубоководная ультраабиссальная обстановка (ловушка наиболее тонкого осадочного материала). Источники материала – обломочный и вулканогенный материал с суши и островных дуг, биогенный (преимущественно кремнистый), а также эдафогенный (продукты разрушения пород дна бассейна седиментации). Песчано-алевритовые осадки верхней части склона сменяются пелагическими, дно покрыто глинистыми, туффитовыми или кремнисто-глинистыми и турбидитами с обилием фауны (кремнистые губки, донные фораминиферы, детритофаги и др.).

Б. Пелагические обстановки (фации) – занимают ~ 56% общей поверхности Земли. В придонной части нет волнений, разнос материала осуществляется различного рода течениями. Для абиссали типичны два основных генетических типа осадков – органогенные и полигенные.

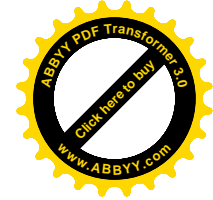
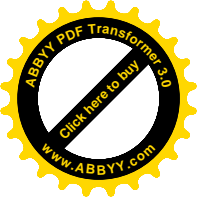
Органогенные – представлены известковыми и кремнистыми. Известковые, сложены планктоногенными осадками – это фораминиферовые, птероподные и кокколитовые илы, сменяющиеся с глубиной красной глубоководной глиной расположенной ниже критической глубины карбонатакопления. Кремнистые (опаловые) отложения представлены красной глубоководной глиной с содержанием раковин радиолярий до 30% (глубины 4500-6000м и более).

Полигенные осадки – это красная глубоководная глина, состоящая из тонкодисперсного терригенного, обычно гидрослюдистого по составу материала, гальмиролитически переработанных вулканогенно-кластических и подводно-вулканических продуктов (аутигенный монтмориллонит, цеолит) с примесью космических частиц (Ni – Fe) и биогенного материала. Характерна повышенная концентрация ряда микроэлементов (Ni, Co, Cu, Mo, Pb, и др.).

При рассмотрении морских и океанических обстановок осадконакопления, необходимо помнить о трех обстоятельствах.

**ПЕРВОЕ ОБСТОЯТЕЛЬСТВО.** Осадконакопление и характер распределения фаций подчиняется трем типам зональности.

**Циркумконтинентальная зональность** связана с поступлением осадочного материала с суши. Она выражается в накоплении основной массы осадочного материала (по А.П. Лисицину – 92,2%) в приконтинентальной области, что служит одним из показателей глобальной дифференциации вещества в осадочном процессе. В этой области на склонах и их подножиях континентального склона располагается один из уровней “лавиной седимента-



ции”, локализирующийся, главным образом, в зонах подводных конусов выноса и окраинных морях.

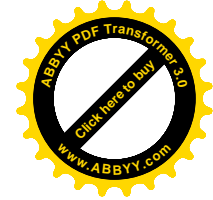
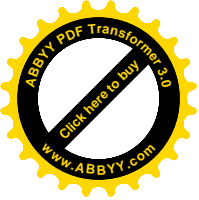
Широтная (климатическая) зональность определяет биологическую продуктивность, тип организмов, минералогию их скелетов и, соответственно, характер осадков. Образуются три широтных типа пелагических кремнистых фации (экваториальный, преимущественно радиоляриевый, и два диатомовых в умеренных широтах). Карбонатонакопление локализуется в теплых климатических зонах, практически тропических и связано с третьим типом зональности – вертикальной.

Вертикальная зональность обусловлена критической глубиной карбонатонакопления, которая изменяется от 3-4км в умеренных широтах до 5км на экваторе. Выше этой глубины в пелагической зоне формируются карбонатные фации, ниже – кремнистые (в зонах высокой биопродуктивности) или полигенно-глинистые (в зонах низкой продуктивности).

Этим же типам зональности подчинено и распределение органического углерода, причем ведущая зональность – циркумконтинентальная. Широтная – проявляется в виде двух высокоширотных (бореальной и приантарктической) и экваториальной зон повышенных концентраций, но она на порядок ниже, чем в направлении берег – пелагиаль. Вертикальная зональность проявляется в снижении концентраций  $C_{org}$  с глубиной, что связано с удалением от суши.

**ВТОРОЕ ОБСТОЯТЕЛЬСТВО.** В большинстве фациальных водоемов Мирового океана литогенез одновременно является и морфогенезом, т.е. поверхность осадков не плоская и выровненная, а достаточно расчлененная, с многочисленными эрозийными (каньоны и т.д.) и аккумулятивными (риффы, подводные конусы выноса) формами.

**ТРЕТЬЕ ОБСТОЯТЕЛЬСТВО.** Во многих субаквальных зонах, как мелководных, так и глубоководных, имеются участки отсутствия отложений или даже их размыва. Перерывы в осадконакоплении часто могут быть вызваны фациальными условиями в водном бассейне, а не регрессиями и осушениями. Использование тонких перерывов должно обязательно контролироваться фациальным анализом этих перерывов.



## Лекция 12.

### Обстановки осадконакопления.

#### Обстановки (фации) морских водоемов с аномальной соленостью.

Внутренние моря, имеющие затрудненный водообмен с Мировым океаном, нередко отмечаются повышенной соленостью вод от среднемирового уровня. Своеобразие гидродинамического режима обусловлено повышенным испарением в условиях аридного климата и практически полного отсутствия стока рек. При длительном существовании таких условий общая соленость водоема прогрессирующе возрастает, что приводит к садке растворимых солей.

Развитие таких бассейнов происходит циклически: т.е. периодически возобновляется связь с Мировым океаном, а значит, имеется приток воды с привнесенным терригенным материалом. В разрезах наблюдается чередование соленосных толщ с карбонатными, глинистыми и т.д. прослоями, что может привести к образованию не только моноциклических, а и полициклических соленосных толщ. В низах водной толщи могут возникать застойные условия, тогда в основании соленосной серии отмечаются осадки, обогащенные органическим веществом, представленные тонкослоистыми битуминозными ангидритами.

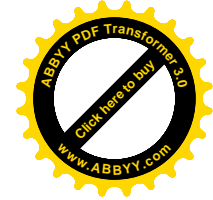
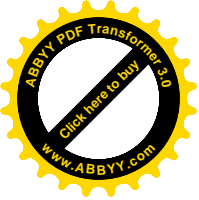
#### Обстановки (фации) переходные от континентальных к морским.

Эти фации характеризуются пестротой, частой изменчивостью в пространстве и времени, сочетанием условий морских и континентальных обстановок. Одну группу образует комплекс фаций, называемых прибрежно-морскими. Другую – обстановки и отложения урезанных берегов (лиманы и лагуны), третью – крупный фациальный комплекс – дельтовые отложения.

**Прибрежно-морские фации.** Этот комплекс, включает литораль - область моря расположенная между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива, и сублитораль – мелководные участки морей, где интенсивно сказывается деятельность прибрежных волнений и прибой.

Поскольку в этой зоне происходит периодическое осушение, для нее характерно смешение признаков наземного и морского режимов, обилие света, высокая подвижность вод, резкие колебания температуры и солености, влияние атмосферы. Органический мир обилен и своеобразен – гастроподы, пелециподы, крабы, микроорганизмы и илоеды.

Осадки обычно тонкозернистые – переслаивающиеся, плохо отсортированные, мелкозернистые пески, алевриты и глины, часто переработанные биотурбацией. В тропических и субтропических гумидных зонах представлены карбонатными осадками (вместо обломоч-



ных) – карбонатные оолиты, органогенный детрит и т.д. Слоистость неправильная, полого-волнистая, иногда линзовидная.

На приливно-отливных равнинах формируется, как бы обратный общей схеме осадочной дифференциации фаціальний профиль – от суши к морю зернистость в целом увеличивается, т.к. материал большей частью поставляется с моря, и обуславливает указанное распределение материала.

На наиболее удаленной от моря стороне формируется полоса соленых озер (маршей), в которых тонкие илистые осадки чередуются с прослоями торфа и почвами.

В аридных зонах вдоль сухих пустынных берегов появляется своеобразная фация, называемая сабха или себкха, залегающая выше уровня моря при наиболее высоких приливах. Ее осадки состоят из песка, алеврита или глины, покрытых сульфатно-солевой коркой.

Наиболее типичное и широко распространенное аккумулятивное песчаное образование – пляж, образующийся при переработке прибоем обломочного материала. В зависимости от крутизны берегов, пляж сложен галькой, гравием или песком. Отложения характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью материала.

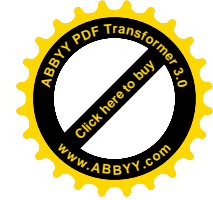
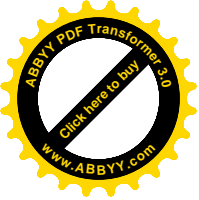
Сильные периодические штормовые волнения формируют на некотором удалении от берега береговые валы. Они сложены обломочным материалом и органическими остатками (сильно перетертыми и окатанными обломками раковин). Обычно и горизонтальная, полого-волнистая и линзовидная слоистость.

При переработке пляжных песков ветром образуются дюны с текстурными и структурными особенностями, характерными для эоловых отложений.

**Лагунные и лиманные фации.** Образуются на некотором расстоянии от берегов лагунного и лиманного типа, формируя систему подводных и надводных кос, пересыпей, баров, которые спрямляют неровности берега – бухты, заливы, мысы и т.д. В разрезе эти формы имеют линзовидное строение с плоским основанием и выпуклой поверхностью, массивные и косослоистые текстуры. Сложены относительно грубозернистым и хуже отсортированным материалом, чем осадки открытого моря.

Из-за большей или меньшей изоляции от моря внутренняя часть залива превращается в лагуну. Время существования их обычно не велико. Они либо быстро заполняются осадками, либо исчезают перешейки, и лагуна вновь становится морем.

Лиманы, образуются при заполнении морем части речной долины и, как правило, расположены перпендикулярно к берегу.



Самая важная специфика лагун и лиман, отличная от морской соленость. В гумидном климате, при впадении рек, вода опресняется, осаждаются тонкозернистые осадки – глины, алевроиты, мелкозернистые пески. Осадки плохо отсортированные, тонкослоистые, нарушенные биотурбацией и корневой системой растений. Характерны и карбонатные отложения представленные ракушечниками. В аридном климате - засоляются и идет осадения карбонатов и солей (доломита, высокомагнезильного кальцита, мирабилита, астраханита, галита, и др.).

С изменением солености меняется и фауна. Она становится однообразной (пелициподы, остракоды, гастроподы, черви). Для многих видов характерна изменчивость видов, появление карликовости и т.д.

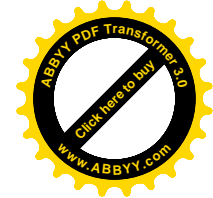
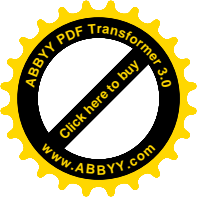
В биологически активных лагунах и лиманах может образовывается торф, а недостаток кислорода способствует обогащению осадков сапропелевым материалом.

**Дельтовые фации.** Это области отложения осадков, выносимых рекой, расположенные в ее устье при впадении реки в море (или озеро). Образование дельты обусловлено сочетанием двух основных факторов – выноса масс обломочного материала и его переработка морскими волнениями и течениями.

Дельта, формируется, когда река поставит материала больше, чем может унести и переработать море. Кроме обломочного материала на контакте пресных и соленых вод происходит массовая коагуляция вещества. В дельтах осаждаются 70-90% взвеси, 80-95% растворенного Fe, Cu, Al и др. Это ведет к “ураганным” скоростям накопления осадков (100-1000 мм/млн.лет, реже – более 30000 мм/млн.лет. Поэтому дельты представляют собой глобальный уровень “лавинной седиментации”.

В пределах дельт выделяется ряд геоморфологических и фациальных элементов: зона нижнего течения реки, плоская и слабонаклоненная к морю; ее пологое подводное продолжение (подводная часть или авандельта); относительно крутой склон авандельты (свая глубин); собственно морской более глубокий водоем.

От устья к периферии конуса выноса уменьшается размерность материала (исключения составляют области развития придонных течений) и улучшается его окатанность.



## Лекция 13.

### Периодичность и эволюция осадочного процесса.

#### Периодичность осадконакопления.

Повторяемость слоев и осадочных комплексов (пачек, толщ, формаций) в истории Земли происходит на фоне общего поступательного развития планеты и называется периодичностью осадконакопления. Периодичность имеет различные масштабы. Чередуются тонкие (сантиметры и их доли) слои и литологические комплексы (толщи в десятки метров), состоящие из целого набора пород, залегающие в определенной последовательности. Высшую форму периодичности по Л.В. Пустовалову составляют осадочные формации, достигающие мощности в сотни и тысячи метров.

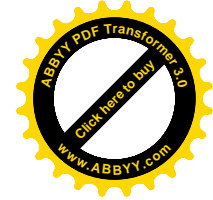
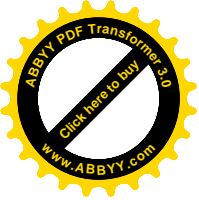
Разномасштабность послужила основанием для выделения периодичности низшего и высшего периодов. Периодичность низшего порядка называют ритмичность, а высшего – цикличность, однако единства в терминах нет.

Наиболее простое проявление ритмичности – чередование слоев двух каких-либо пород (например, аргиллита и алевролита). Ритм может состоять из нескольких (трех и более) слоев и слоев с суммарной мощностью до 1 м и более. Количество элементарных ритмов может быть очень большим. Ярким примером такой ритмичности является флиш, в составе которого преобладают терригенные (песчаные, алевроитовые, глинистые) и карбонатные (известняки, мергели) породы суммарная мощность может достигать нескольких сотен и даже первых километров.

Среди причин, вызывающих ритмичность следует назвать сезонные, годовые и многолетние изменения климата, связанные с циклами солнечной активности: 11, 22, 35, 105, 150 лет и более. На периодичность низших порядков влияют также изменения климата, связанные с периодичностью изменения ориентировки земной плоскости ее орбиты (~40 тыс. лет), а также землетрясения и оледенения.

Периодичность высших порядков во временном понимании охватывает значительные отрезки времени геологической истории – каждый элемент периодически составляет от десятков тысяч до десятков и даже сотен миллиардов лет.

Н.Б. Воссоевич предложил периодичность продолжительностью  $5 \cdot 10^6$  –  $1 \cdot 10^6$  лет именовать мезоциклами,  $1 \cdot 10^6$  –  $6 \cdot 10^7$  лет – макроциклами и  $6 \cdot 10^7$  –  $1,5 \cdot 10^8$  лет – мегациклами или серия циклов – мезоцикл, серия мезоциклов – макроцикл, серия макроциклов – мегацикл.



Элемент периодичности высшего порядка – цикл, может состоять из десятков и сотен слоев и пластов, суммарной мощностью до 1-2км или более. По представлению Л.В. Пустовалова периоды осадконакопления продолжительностью 150-200млн. лет разделяются крупнейшими тектоническими фазами – калейдонской, герцинской и альпийской. Это отражает закономерность периодичности, – чем выше порядок, тем менее она выражена. Одна из основных ее причин – эволюция осадочного процесса.

Первопричиной периодичности высшего порядка считают возмущающее влияние центральных масс Галактики на Солнечную систему. Происходящие в результате этого изменения формы орбиты, скорости движения, активности физических процессов на Солнце, влияют на параметры движения, тектоническую активность и климат Земли. Последние, в свою очередь, вызывают изменение условий седиментогенеза и состава откладывающихся осадков.

### **Эволюция осадочного процесса.**

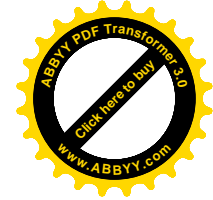
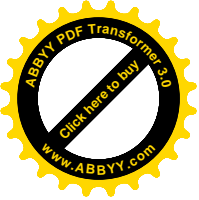
Периодичность осадконакопления вызвала определенные качественные и количественные изменения в составе возникающих осадков. Такие изменения являются выражением философского закона “отрицание отрицания”, т.е. новое, возникает на базе уже существующего. Для этого Ч. Лайель ввел в геологию принципы актуализма, согласно которому в геологическом прошлом действовали те же силы и с такой же интенсивностью, как и в настоящее время.

Эволюция осадочного процесса заключается в том, что со временем образование одних осадков постепенно затухает, но взамен, из тех же компонентов, образуются другие, отличающиеся по минеральному составу, строению и физико-химическим свойствам. Эти преобразования обусловлены, ходом развития Земли и связаны с эволюцией ее внешних оболочек: атмосферы, гидросферы, литосферы, а позднее и биосферы.

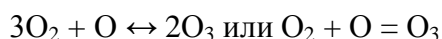
**Атмосфера Земли.** Первичная атмосфера состояла из большого количества паров воды, углекислоты, окиси углерода, водорода, аммиака, сероводорода, метана и других газов, выделяющихся из недр.

Со временем, огромное количество  $CO_2$  вошло в состав карбонатных минералов – кальцита и доломита, образовавших мощные толщи известняков, доломитов, мела. Углерод был и одним из основных компонентов углеводородов, каменных углей, горючих сланцев, торфов и т.д. Это приводило к постепенному увеличению содержания в атмосфере азота и кислорода. Позднее, в результате фотосинтеза зеленые растения извлекали углерод из  $CO_2$  и





освобождали кислород. Под действием ультрафиолетового излучения начал образовываться озоновый слой Земли



Увеличение содержания  $\text{O}_2$  в атмосфере обуславливало интенсификацию окислительных процессов и появлению новых минеральных видов.

**Гидросфера Земли.** Первоначально воды были кислыми вследствие растворения в них газообразных  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HBr}$ ,  $\text{CO}_2$  и др., послуживших источником анионов  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ . При взаимодействии таких вод с горными породами океан постепенно наполнялся катионами  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и реакция воды становилась щелочной.

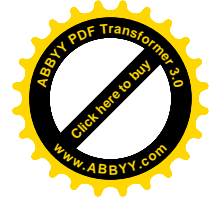
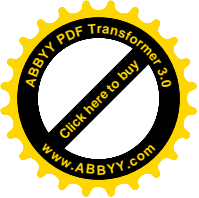
Минерализация и солевой состав природных вод эволюционировали с изменением климата, позднее деятельностью человека и т.д. Не оставалась постоянной и температура. По данным исследования изотопов кислорода и анализа гравитационной постоянной, температура океана 3-3,8 млрд. лет назад составляла  $\sim 100^\circ\text{C}$ . Начиная с палеозоя, – стабилизировалась и составляла  $\sim 30^\circ\text{C}$ .

**Литосфера** земной коры – один из важнейших источников поступления материала для формирования осадочных пород. Она состоит из базальтового, гранитного и осадочного слоев.

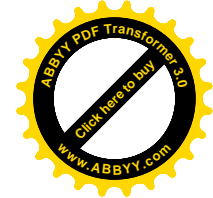
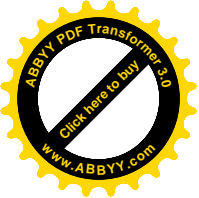
Первоначально основным источником осадочного материала были лавы и вулканический туф. После появления воды стали формироваться хемогенные, а затем и биогенные породы. Попадая в области денудации, осадочный материал постепенно усложнялся, становился многообразнее. Интеграция и дифференциация материала стали важными факторами эволюции осадочного процесса.

**Биосфера.** Начиная с протерозоя, роль органики в формировании осадков, начала заметно прогрессировать. Биосфера охватывала все новые пространства – прибрежные зоны морей, пелагиаль, затем – внутриконтинентальные суши, внутренние водоемы, атмосферу, верхние толщи земной коры. Минеральные скелетные остатки и органическое вещество накапливались в осадках. Это обусловило появление и эволюцию целых групп пород – карбонатных, кремнистых, каустобиолитов и др.

Количественные изменения соотношений органической и минеральной частей в пользу первой привели к качественным изменениям – наряду с горючими сланцами стали образовываться лигнины, бурые угли, которые позднее преобразовывались в каменные, а затем в антрациты.



В целом эволюция оболочек нашей планеты приводила к постепенному расширению комплекса пород, усложнению литологического состава и строения осадочных толщ.



## Лекция 14.

### Текстуры осадочных пород.

Строение осадочных пород характеризуется текстурой и структурой.

Текстура – это черты строения осадочной горной породы, определяемые способом выполнения пространства, расположением составных частей и ориентировкой их относительно друг друга. Текстура породы формируется с этапа накопления осадка. Возникшие в процессе осадконакопления первичные текстуры отражают состояние среды в момент накопления осадочного материала и результаты ее взаимодействия с осадком. Они могут трансформироваться в постседиментационные стадии. Вторичные текстуры возникают в уже сформировавшейся горной породе при процессах катагенеза, метагенеза и гипергенеза.

Текстуры в значительной степени определяют физические свойства пород, в том числе неодинаковые в различных направлениях прочность, сжимаемость, фильтрационную способность и т.д. Изучают текстуры, в основном, визуально – в обнажениях, шурфах, образцах керна, иногда под микроскопом.

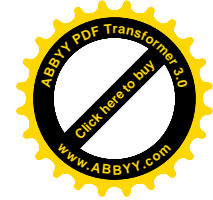
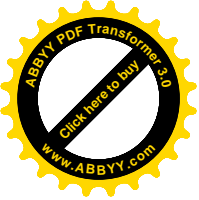
Различают текстуры поверхности слоя и внутрислоевые.

#### Текстуры поверхности слоя.

Возникают на поверхности осадка при кратковременном изменении состояния среды осадконакопления, при выпадении осадков и жизнедеятельности организмов. Изменение состояния среды приводит к их полному уничтожению, поэтому необходимым условием их сохранения является быстрое захоронение под новыми осадками.

**Знаки ряби** представляют собой систему параллельных валиков, перпендикулярных направлению водного или воздушного потоков. Они образуются на поверхности песчаных, алевритовых, глинисто-известковых и доломитовых осадков. Различают симметричные и асимметричные знаки ряби.

Асимметричные - образуются в воздушной и водной средах под влиянием ветра и течений, а симметричная - возникает в результате волнений. Эоловая рябь отличается значительным преобладанием длины поперечного сечения валика над его высотой, а у ряби течений эти величины отличаются слабо. Длина волны ряби составляет 10-20см, но не более 100см. Водная рябь образуется на глубине до 150-200м, а расстояние между гребнями колеблется от единиц до десятков сантиметров, возрастая с увеличением глубины.



**Трещины усыхания** образуются в глинистом или известковом осадке, накопившемся в водной среде при последующем усыхании ее на воздухе. Заполнены полости трещин инородным материалом. В плане образуют многоугольники, в профиль - это клиновидные полости простирающиеся вниз от поверхности. Глубина проникновения от долей см до метра и более. Ширина на поверхности - 3-5см.

**Отпечатки капель дождя и града** представляют собой округлые углубления с бортиками по периферии. Диаметр до 12-15мм (для града больше), глубина до нескольких мм. Образуются преимущественно на поверхности глинистых осадков.

**Следы жизнедеятельности животных** сохраняются на влажных, преимущественно известковых или глинистых осадках в виде отпечатков лап, ног, следов сползания и т.п. Они часто сохраняются и после преобразования осадков в породу.

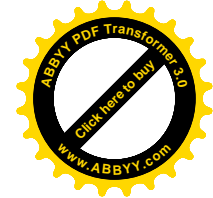
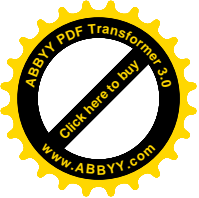
**Знаки, связанные с деформацией поверхности осадка** образуются в результате деятельности водных потоков, морских течений и т.д. В результате на поверхности возникают желоба, углубления, борозды, царапины и другие образования. После перекрытия их тонкозернистыми отложениями, на нижней границе нового слоя образуются слепки (барельефные знаки), сохраняющиеся после литификации осадка.

**Барельефные знаки** возникают на поверхности пласта и называются иероглифы (или иероглифы), что означает священные письмена, поскольку природа многих из них долгое время оставалась неразгаданной.

Если барельефные знаки являются результатом чисто механического воздействия на осадок, то они называются механоглифы. Они часто имеют вид гроздевидных образований - результат неравномерного размыва сильным течением или наливаания полужидкого осадка; либо параллельных нарезок, штриховок, линейно вытянутых грядок, иногда пересекающихся и очень причудливых.

Если знаки являются результатом следов организмов, они называются биоглифами.

Среди них наиболее часто встречаются фукоиды и хондриты, похожие на веточки растений, или спутанные нити водорослей. Эти ходы имеют форму валиков, а внутри - изогнутых палочек, жгутиков, ниточек. Полость заполнена веществом, выпадающим из растворов, или осадками вышележащего слоя. Иногда они заполнены осадком, переработанным илоедами, и имеют более светлый оттенок, чем сама порода, либо могут быть заполнены фекальными комочками.



## Внутрислоевые текстуры.

Наиболее распространены слоистые и массивные, реже встречаются текстуры связанные с жизнедеятельностью организмов, с оползневыми и другими явлениями.

**Массивная текстура** - характеризуется беспорядочным расположением в породе ее составных частей. Благодаря этому порода имеет одинаковые физические свойства в различных направлениях. При расколе образуются обломки неправильной формы.

**Слоистые текстуры** - обусловлены чередованием слоев нескольких разновидностей осадочных пород. Слоистость может быть вызвана изменением размера обломков, ориентировкой осадочного материала, содержанием конкреций, скоплений органического вещества, раковин и т.д.

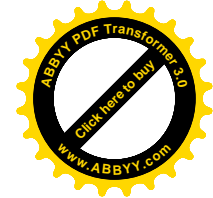
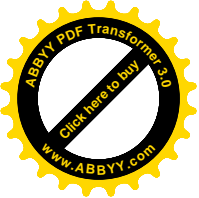
На основании расположения осадочного материала в породах выделяют горизонтальную и косую слоистость..

*Горизонтальная слоистость* - типичная текстура осадочных пород. В ней слои располагаются параллельно друг другу и плоскостями наложения. Она образуется при смене обстановок осадконакопления в условиях медленного, равномерного движения или в состоянии относительного покоя. По толщине слоев выделяют: массивно-слоистые (более 50см), толсто-слоистые (более 5см), средне-слоистые (2-5см), тонко-слоистые (0,1-2см) и микро-слоистые (менее 0,1см). Горизонтальная слоистость характерна для пород различного состава.

*Периодическая (ритмично-циклическая) флишевая слоистость* - представляет собой чередование слоев или пачек с однообразным набором пород, лишь незначительно изменяющихся от пачки к пачке. Причина этого в том, что ход осадконакопления обусловлен закономерной сменой природных явлений, большей частью периодических. Они отражают поступательный ход процесса не по кругу, а по спирали. Чередование слоев может быть непрерывным, или прерывным в случае отложения или размывов. Иногда эта периодичность может быть мелкой (микрослоистость), чаще мощность ритмов измеряется десятками сантиметров или метрами, и тысячами метров в крупных разделах (системы, ярусы).

**Волнистая слоистость** характеризуется криволинейной формой слоев, дающих в разрезе рисунок волн, то более, то менее симметричных. Этот тип слоистости связан преимущественно с волновым колебанием, реже с поступательным движением среды осадочения.

**Косая слоистость** менее распространена. Встречается преимущественно в песчаниках, алевроитовых и карбонатных породах. Характерные особенности - расположение слоев



под углом к плоскостям наслоения, при чем ориентировка может меняться на небольшом отрезке пути.

**Ложная слоистость (сланцеватость, явление Лизеганга, скорлуповатость).** Те же факторы, которые выявляют первоначально незаметную пластовую отдельность, могут со временем затушевать ее и создавать ложную слоистость.

Если тектоническое давление в горных областях направлено под углом к плоскости напластования, то создаются косые расколы (кливаж, сланцеватость) и соответственно отдельности. Или подземные воды и растворы, распространяясь под углом, и неравномерно в зависимости от структуры, текстуры и пористости породы, также создают причудливую ложную слоистость, а по трещинам выпадают чаще всего гидроокислы железа. Повторяющиеся выпадения вещества по трещинам, в результате чего порода может распадаться на вложенные друг в друга "железные черепки", получило название "явление Лизеганга".

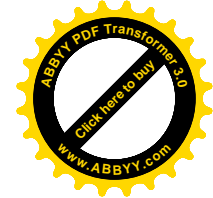
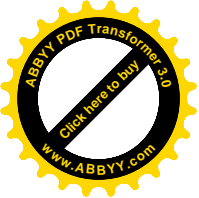
**Текстуры подводного оползания** могут сформироваться в различных не затвердевающих осадках, но наиболее характерны для тонкопереслаивающихся песчаных, алевритовых, глинистых или известковых отложений. Оползание может начаться при уклоне в  $1-3^{\circ}$ . В результате образуются небольшие складочки размером от единиц до десятков сантиметров, но нередко до сотен метров.

Среди внутрислоевых текстур есть постдиагенетические, возникшие в уже сформированном осадке. Наиболее распространены: стиллолитовые и фунтиковые текстуры.

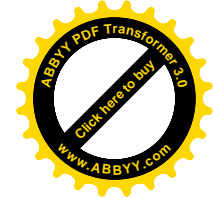
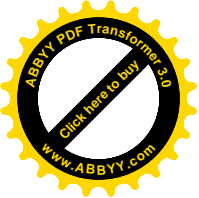
**Стиллолитовая текстура** - в сечении перпендикулярна к наслоению, представляется пилообразными швами, пересекающими породу и ориентированными преимущественно параллельно наслоению, хотя встречаются вертикальные и диагональные. Высота зубьев колеблется от долей до 2-3см и более. Сами швы заполнены трудно растворимым, тонкодисперсным обломочным материалом, глиной, органическим обугленным веществом, сульфидами и оксидами железа.

Такие текстуры характерны для карбонатных пород, но встречаются и в обломочных. Существует несколько точек зрения относительно генезиса их происхождения, однако большинство ученых считают, что они возникли вследствие избирательного растворения пород под давлением, а нерастворимые компоненты сконцентрировались в полости шва.

**Фунтиковая текстура** в некотором роде напоминает стиллолитовую. Это редкая текстура сочленения подстилающих и перекрывающих слоев. На одной поверхности имеются выступы конической формы, а на второй - углубления такой же формы ("фунтики"). Высота их изменяется от долей до нескольких сантиметров. Текстуры охватывают слои толщиной до



полуметра. Они характерны для мергелей, глинистых известняков и глин. Возникают они при перекристаллизации и уменьшения объема породы под тяжестью вышележащих пород. Образование такого типа встречаются в отложениях различного возраста, где среди глинистых пород залегают тонкие прослои известняков.



## Лекция 15.

### Структура и цвет осадочных пород.

Структура осадочной породы – это особенности ее строения, которые определяются размером, формой, характером поверхности, степенью однородности составных частей, количеством, размером и степенью сохранности органических остатков, а также наличием или отсутствием цемента и его характера. Элементы структуры породы формируются на протяжении всех этапов образования и жизни породы. Наиболее чувствительны к изменению структуры хемогенная и биогенная составляющая породы. С увеличением глубины залегания структура может изменяться и за счет обломочной части. Структура отражена в свойствах породы, в частности, она в значительной мере влияет на способность аккумулировать флюиды.

Определение структурного типа породы сводится к выяснению размера и формы слагающих ее зерен. При определении величины преобладающих зерен удобно пользоваться классификацией, предложенной М.С. Швецовым (1948).

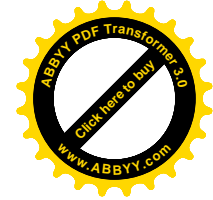
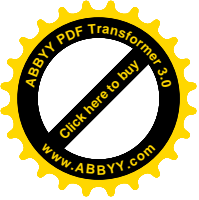
Структурные типы пород.

<b>Структура</b>	<b>Морфологические особенности</b>
Грубозернистая (>1мм)	Зерна представляют собой макроскопически выделяющиеся кристаллы
Крупнозернистая (1-0,5мм)	Зерна хорошо видны макроскопически
Среднезернистая (0,5-0,1мм)	Зерна плохо видны макроскопически
Мелкозернистая (0,1-0,01мм)	Порода почти однородна, зерна различимы только в шлифе
Микрозернистая (0,01-0,001мм)	Порода однородная с раковистым изломом, в шлифе зерна не видны, т.к. сливаются друг с другом
Коллоидальная (<0,0001мм)	Макроскопически и в шлифе порода однородная
Смешанная (различный)	Неоднородность состава заметна
Порфировая (с отдельными более крупными индивидами)	На фоне мелкозернистой массы заметны отдельные вкрапления

В строении химико-биогенных пород различают, кроме того, целый ряд специфических структур: для хемогенных – бобовую, оолитовую, пизолитовую и т.д.; для биогенных – биоморфную, органогенно-обломочную, стустковую и др.

Форма обломочных зерен дает ценный материал освещающий происхождение, условия транспортировки и характер вторичных изменений.





Форма обломков обусловлена:

- первоначальной формой минерала в материнской породе,
- системой трещин спайности,
- степенью окатанности обломков,
- вторичными изменениями при диагенезе, эпигенезе и начальном метаморфизме.

Различают три типа зерен: первичную, седиментационную и вторичную.

Первичная – определяется формой минерала в материнской породе или системой трещин спайности. Бывает изометричной, призматической, удлиненно-призматической и пластинчатой.

Седиментационная – определяется окатанностью, степенью сглаженности острых углов и ребер. Выделяют: угловатые, полуугловатые, полуокатанные и биокатанные зерна.

Вторичная или эпигенетическая форма зерен может быть обусловлена: обрастанием или регенерацией обломочных зерен; коррозией; деформацией, или нарушением первичной формы.

Для аутигенных минералов наиболее характерны следующие формы:

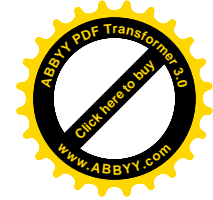
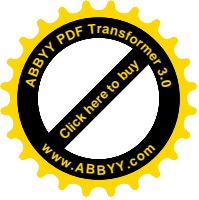
1. тонкое рассеяные в породе,
2. колломорфные зерна,
3. оолиты,
4. сферолиты,
5. псевдоморфозы,
6. идиоморфные кристаллы,
7. неправильно – лапчатые зерна.

Такие формы определяются двумя основными факторами: 1) условиями в которых происходит образование минерала, 2) физико-химическими особенностями самого минерала.

При изучении органических остатков, размеры формы сферических и изометрических форм определяются по наибольшему поперечнику, у плоских – измеряется длина и толщина. Важно подметить, зависит ли размер от принадлежности обломков к определенному классу, или обусловлен сортировкой материала, т.е. имеем мы дело с цельными остатками, а также окатаны они или нет.

**Изучение цемента пород.** Цемент по происхождению подразделен на две группы: 1) глинистый цемент, 2) хемогенный.

Глинистый приносится в осадок в виде тонкой терригенной мути заполняя промежутки между более крупными зернами и цементируя их.



Хемогенный цемент представлен кальцитом, доломитом, опалом, халцедоном или кварцем, реже гипсом, ангидритом и другими минералами. Образуется при осаждении из растворов. На разных стадиях преобразования пород может отмечаться метосамотическое замещение одних минералов другими.

По соотношению и взаиморасположению обломочных частиц и цементирующего вещества, выделяют следующие текстурные типы цемента: базальный, поровый, пленочный, контактный, сгустковый, коррозионный, регенерационный, пойкилитовый, кристаллически-зернистый, крустификационный и др.

Наиболее полная характеристика структур будет рассмотрена при изучении классов осадочных пород.

### **Цвет осадочных пород.**

**Окраска** является одним из ярких диагностических и генетических признаков пород. Среди осадочных пород наибольшим распространением пользуются ахроматические - белые, серые и черные цвета.

Из хроматической гаммы наиболее распространены - красные, кирпично-красные, буро-красные, красновато-кирпичные, коричневые, разных оттенков желтого тона. Широко развита также зеленая окраска различной тональности. Гораздо реже - синие, голубоватые и фиолетовые цвета.

**Белая окраска** - характерна для пород, лишенных хромоформов\* : соединения железа, марганца, органического вещества и др. Белым цветом обладают: минеральные соли (каменная соль, гипс, мирабилит и др.), а также доломиты, известняки, мел, каолиновые глины, из обломочных - разновидности кварцевых песков и пр.

**Серые и черные цвета** - зависят от содержания органических веществ (углистых или битумных), наличие которых в свою очередь часто обуславливает присутствие сульфидов и прежде всего пирита, марказита и других.

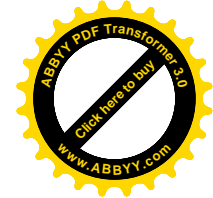
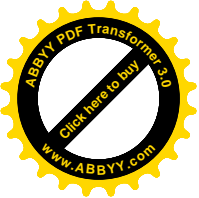
Черной окраской обладают, кроме того, различные соединения окислов марганца.

Различные оттенки от светло-серого до черного, связаны с наличием органического вещества и обычно сопутствующих ему тонко рассеянных сульфидов тяжелых металлов (чаще всего железа, реже меди, свинца и пр.).

**Красная, буро-красная, коричневая, желтая окраски** различных оттенков обусловлены обычно содержанием гидратов железа (гетита, гидрогетита, лимонита и др.).

---

\* Хромоформы - составные части породы, определяющие ее окраску.



**Зеленая окраска** - связана с наличием минералов, в состав которых входят закисные формы соединений железа: глауконита, шамозита, реже - роговых обманок, оливина, актинолита, эпидота, хлорита, а также обломков кремнево-халцедоновых образований типа яшм. Изредка зеленая окраска вызывается присутствием соединений меди.

Если в породе одновременно присутствуют окисные и закисные формы, то цвет будет зависеть от их соотношения.

**Синяя и голубая окраски** - характерны для ангидрита, целестина, реже гипса и каменной соли. Иногда она обусловлена вивианитом, который ассоциируется с осадочными железными рудами и становится, синим и зелено-синим при окислении. Синий цвет может быть связан с присутствием лазурита, который встречается в осадочных породах редко, и приурочен к коре выветривания сульфидных месторождений.

Природа **фиолетового цвета** осадочных пород чаще всего остается нераскрытой. В некоторых случаях, он объясняется содержанием в породе осадочной модификации фтористого кальция – раковита. Либо - фиолетовая окраска часто обусловлена содержанием и определенным соотношением в породах окислов железа и марганца.

Генезис окраски сложный. Она может быть обусловлена прежде всего обломочными частицами:

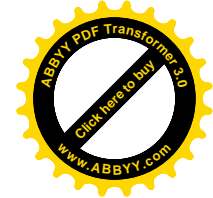
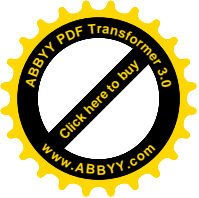
- белые пески - кварцевые,
- розовые - полевые шпаты,
- красные - гранатовые,
- черные – магнетитовые, ильменитовые или рутиловые.

Подобную окраску называют унаследованной от материнской породы.

Цвет может быть связан и с минеральными новообразованиями (возникающими на стадии седиментогенеза и диагенеза). Эта окраска характерна для большинства химически осажденных и биогенных пород и руд.

Наконец, окраска осадочных пород может определяться вторичными минеральными образованиями, изменяться при ее выветривании, может быть вторичная окраска обусловлена процессами окисления и восстановления, гидратации и дегидратации, а также привнесением в породу или выносом из нее различных минеральных соединений.

Описывать цвет пород желательно во влажном состоянии с использованием хроматической шкалы.



### Лекция 3.

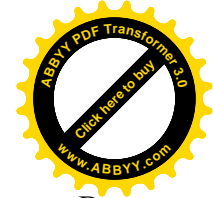
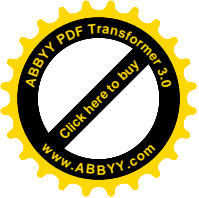
#### Основные факторы и условия образования осадочных пород.

Образования осадочных пород происходит в различных физико-географических условиях и регламентируется многими факторами и силами земной и космической природы. Среди множества факторов тектоника занимает ведущее положение. Роль климата и рельефа хоть и велика, но она тоже в определенной мере регулируется тектоникой.

#### Роль тектоники в процессе литогенеза.

Интенсивность, частота, региональность тектонических колебательных движений существенно образом отражается на составе, строении (структуре и текстуре), скорости накопления и мощности осадка, а также форме осадочных тел.

1. Колебательные движения вызывают трансгрессии и регрессии морских водоемов, и следовательно, перемещение береговой линии. Вместе с изменением ее меняется и состав осадков.
2. Колебательные тектонические движения в пределах суши приводят к изменению положения областей сноса осадочного материала, базиса эрозии, что тоже отражается на составе накапливающегося осадка, изменений характера продуктов выветривания, возможности образования коры выветривания и т.д.
3. Тектонические колебательные движения – одна из причин слоистого строения осадочных толщ. По характеру границы можно судить об условиях смены одной обстановки осадкообразования другой.
4. Колебательные движения являются одной из главных причин периодичности осадконакопления. Продолжительность и масштабы их могут варьировать в широких пределах, поэтому чередующиеся отложения могут быть широко распространенными и мощными, или, наоборот, локально залегающими и маломощными.
5. Тектоника оказывает влияние на скорость накопления осадка и их мощность. Современные максимальные скорости накопления осадков наблюдаются у горных подножий, в конусах выноса, дельтах крупных рек и областях компенсированного прогибания – десятки сантиметров в год. Минимальные – в районах развития мутьевых (турбинных) потоков и в абиссальных равнинах – приблизительно 0,5мм/год.
6. Тектонический режим в значительной мере определяет форму и рельеф осадочных тел. При региональном продолжительном погружении территории образуются



мощные и огромные по площади пласты более или менее однородного состава. В краевых прогибах осадочные тела имеют значительную протяженность (до 1000 км и более), при относительно небольшой ширине.

7. С колебательными и разрывными тектоническими движениями связано образование рифтовых тел. На суше вдоль тектонических разломов в результате деятельности рек формируются рукавообразные осадочные тела.
8. Большое влияние на литогенез оказывают горообразовательные тектонические движения и магматизм. Благодаря им в среду осадкообразования вовлекаются огромные массы магматических, метаморфических и осадочных пород, а образовавшиеся пересеченные формы рельефа способствуют интенсивному их выветриванию и денудации.

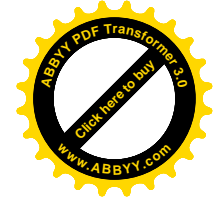
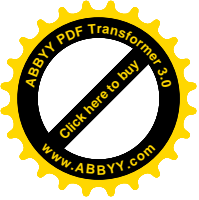
### **Роль рельефа.**

1. В условиях континента рельеф определяет общий ход механического разрушения материнских пород. В горах с крутыми склонами образуется крупнообломочный материал, а в равнинных – мелкий (песчаный, алевритовый, пелитовый).
2. Рельеф поверхности отражается на составе и структурных особенностях осадков. В горах накапливаются пролювиальные, делювиальные и коллювиальные отложения, представленные щебенкой, дресвой, гравием, сменяющимися вниз по разрезу мелкозернистыми образованиями. В равнинных районах в гумидных областях отличаются терригенные и органогенные (торфяные) осадки, а в континентальных водоемах в условиях аридного климата, наряду с терригенными, откладываются различные хемогенные (доломиты, сульфаты, галоиды) отложения.

### **Влияние климата на природу.**

Климат определяется множеством факторов. Это интенсивность солнечной радиации, прозрачность и состав атмосферы, гипсометрическое положение суши и дна Мирового океана, соотношение площадей суши и моря и т.д. Отдавая предпочтение климату в части формирования основных признаков осадочных пород, Н.М. Страхов выделил четыре климатических типа литогенеза: ледовый (нивальный), гумидный, аридный и четвертый – аклиматический (вулканогенно-осадочный).

Ледовый тип литогенеза – характеризуется нахождением воды преимущественно в твердой фазе (лед) и именно в таком состоянии она проявляет свою активность. Низкая температура воды вызывает существенное замедление химических процессов и подавляет жиз-



недеятельность организмов. Поэтому роль осадочного материала химического и органогенного происхождения незначительна или не проявляется вообще. Основная часть осадка формируется за счет механического (морозного) выветривания с непокрытых льдом (или снегом) участков. Перенос материала осуществляется ледниками и в незначительной степени, водой подледниковых ручьев. Накапливается совершенно не отсортированный материал, из которого образуются породы мореного типа – глины валунные, супеси, не отсортированные валунники.

Ледовый тип современного литогенеза развит на континентальных массивах высоких широт (Гренландия, Антарктида и т.д.) и в горных районах выше снеговой линии. На его долю приходится приблизительно 17% поверхности суши и 19% поверхности всей Земли.

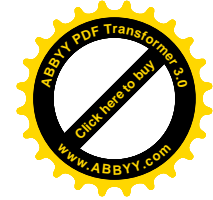
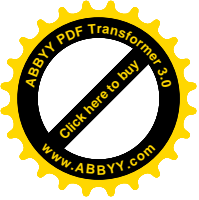
**Гумидный тип литогенеза** – осуществляется в обстановках тропического, субтропического, влажного умеренного и холодного климатов. Гумидный литогенез развит как на суше, так и в морских условиях. Здесь активно проявляют себя факторы механического разрушения, химического разложения и биологические процессы. Поэтому генезис образующегося материала наиболее разнообразен. Количество обломочной, хемогенной, органогенной и коллоидальной частей в осадке контролируются температурой, количеством осадков, жизнедеятельностью организмов, pH и Eh среды, рельефом. Не полностью разложившиеся органические вещества (в виде CO<sub>2</sub> и гумидных кислот) способствуют более интенсивному механическому и химическому выветриванию пород.

Многообразие обстановок предопределяет и разнообразие литологического состава пород – здесь возникают глинистые, обломочные (пески, алевриты), хемогенные (карбонаты, соли, бокситы, и т.д.), органогенные (известняки, доломиты, угли и т.д.) и смешанные осадочные образования.

Гумидный тип литогенеза был преобладающим в геологическом прошлом. В современную эпоху он охватывает примерно 57% суши или 70% поверхности всей планеты.

**Аридный тип литогенеза** – это порообразование в обстановках повышенных температур благодаря которым вода может находиться в жидкой фазе в течение всего года, но ощущается ее острый дефицит. Этот тип литогенеза характерен для континентов (пустыни, полупустыни, сухие степи), но имеет место и в морских условиях (Красное, Каспийское моря и др.).

Осадочный материал поступает в виде обломочной и растворенной частей из соседних гумидных зон с водными потоками. Основным агентом переноса является ветер. Этому способствует отсутствие или слабое развитие почвенного слоя и растительности. Благодаря



перевеванию ветром из аридной зоны выносятся алевритовый и глинистый материал, а накапливается песчаный.

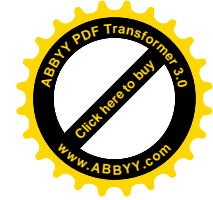
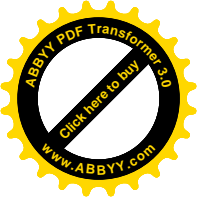
В озерах, лагунах и морях осадконакопление осуществляется за счет аутигенного минералообразования, приносимого ветром песчаного, алевритового и глинистого материала, а также продуктов жизнедеятельности организмов. При засолении водоемов доминирует химическая седиментация, проявляющаяся в последовательном накоплении сульфатов кальция, хлоридов натрия, калия, марганца и др.

Для аридного типа литогенеза характерен следующий набор пород: золотые пески и песчаники, глинисто-алевритовые образования (нередко засоленные), известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, соли и др.

**Вулканогенно-осадочный тип литогенеза** – является аazonальным или аклиматическим. Под этим типом Н.М. Страхов подразумевает порообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под исключительным или определяющим влиянием эффузивного процесса.

Осадочный материал, главным образом, поставляется вулканами, но по мере удаления от очагов вулканизма в осадке все более возрастает роль обломочного, хемогенного и органического материала. Пирокластический материал, растворенные и газообразные вещества на поверхности или в толще воды в результате химических реакций переходят в твердую фазу, а затем в осадок.

Необходимо отметить недостаточную обоснованность этого типа литогенеза. Во-первых, вулканы приурочены к зоне определенного климата, а продукты вулканизма могут разноситься на тысячи километров. Во-вторых, при накоплении вулканического материала большой мощности, будут образовываться туфы и др. породы, которые уже не относятся к осадочным.



## Лекция 1.

### Наука литология. История, задачи и методы литологии.

Литология – наука о современных осадках, и осадочных горных породах. Она является одной из фундаментальных наук геологического цикла, которая все шире внедряется в различные области геологических исследований и поэтому не случайно появление новых научных и прикладных направлений связанных с ней. Название ее происходит от греческих слов “литос” – камень и “логос” – учение. В начале XX века литология обособилась от общей петрографии. В ее составе выделяют: общую литологию, петрографию осадочных пород, методы исследования осадочных пород.

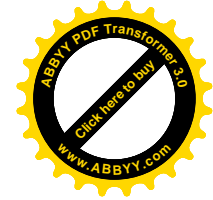
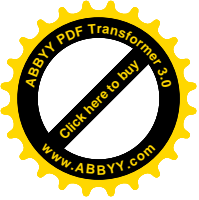
В настоящее время сложилось 3 направления исследований по общей литологии.

- **Стадиальное, или стадиально-литологическое** направление рассматривает историю осадочной горной породы от зарождения осадочного материала через его перенос и осаждение, превращение осадка в осадочную горную породу, бытие последней.
- **Седиментационно-генетическое** направление акцентирует внимание на первых стадиях осадочного процесса, рассматривает факторы, механизмы и обстановки осадконакопления. Оно тесно связано с фациально-генетическим анализом и служит его базой.
- **Историко-литологическое** направление изучает эволюцию и периодичность осадочного породообразования в истории Земли, изменение состава и набора пород, способов и механизмов, а также обстановок и условий осаждения материала.

### Истории литологии.

В числе первых исследований осадочных пород с научными целями можно назвать великого русского ученого М.С. Ломоносова. Он одним из первых объяснил происхождение ряда осадочных пород, в том числе нефти, каменного угля, и изложил это в работе “О слоях земных” (1763г.). Позже Д. Геттон (1795г.) опубликовал книгу об условиях образования некоторых осадочных пород Англии. Затем появились обстоятельные работы Н.К. Головкинского (1867г.) и И. Вальтера (1894г.) в области цикличности осадкообразования. В конце XIX века и позднее плодотворно работали по изучению отдельных проблем литологии Н.А. Андрусов, А.П. Каржинский, французский ученый Л. Кайе.





Большую роль в становлении науки литологии сыграли работы В.И. Вернадского (1863 – 1945гг.). Им было изучено влияние органической жизни на формирование осадочных пород. И.М. Губкин (1871 – 1939гг.) оценил значение осадочных пород как резервуаров нефти и газа, показал возможности фациального анализа для прогнозирования поисков полезных ископаемых, в частности нефтегазоносности недр.

В 1922 году, курс петрографии осадочных пород был введен в Московском и Казанском университетах. В это же время Д.В. Наливкин создал курс “Учение о фациях” и начал его читать в Ленинградском горном институте. В 1923 году Я.В. Самойлов сформулировал основные задачи литологии, наметил программу и методологию исследований осадочных пород.

В 20-е годы плодотворно работал английский ученый Г. Мильнер. Он разработал методы исследования минеральных зерен и заложил основы микропетрографической корреляции. В США У.Х. Твенхафл в 1925г. опубликовал монографию “Учение об образовании трех осадков”, ставшей важной вехой в развитии методологии.

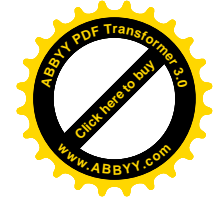
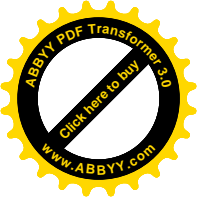
М.С. Швецов одним из первых создал курс осадочной петрографии для вузов и написал учебник “Петрография осадочных бассейнов” (1932г.). Работы В.П. Батурина в области микропетрографической корреляции и восстановления палеогеографии по терригенным компонентам (1930-1945гг.) не потеряли своего значения до настоящего времени.

Огромную роль в литологии сыграли работы Л.В. Пустовалова (1920-1970гг.). Им опубликована 2-х томная монография “Петрография осадочных пород”. Он ввел в науку учение об осадочной дифференциации, представление о периодичности осадкообразования. В 1941г. он был удостоен Государственной премии СССР I степени.

Велико значение работ Н.М. Страхова (1898-1978гг.). Он выполнил ряд важных исследований по современному осадконакоплению, на основе сравнительно-литологического метода разработал теорию осадочного порообразования. За монографию “Основы теории литогенеза” в 1961г. был удостоен Ленинской премии.

Большой вклад в развитие литогенеза внесли Ю.А. Жемчужников, Л.Б. Рухин, Г.И. Теодорович, Н.В. Вассоевич, Г.Ф. Крашенинников, Н.В. Погвиненко, и др. Из белорусских современных ученых – Г.И. Горецкий, А.С. Махнач, К.И. Лукашев, Э.А. Левков, А.В. Матвеев и др.

Литология тесно связана с науками геологического цикла – стратиграфией, палеонтологией, кристаллографией, минералогией, геотектоникой и др. Она использует возможности этих наук и вместе с тем решает задачи, необходимые для них.



### **Задачи литологии.**

Интересы развития науки и практика освоения богатств земных недр определяют задачи литологии. Их можно разделить на общие, частные и прикладные. Все они многоплановы и разнообразны по назначению. Перечислим некоторые из них:

- дальнейшее совершенствование теории литогенеза;
- углубление знаний в области катагенеза пород применительно к различным сочетаниям термобарических и геохимических условий;
- развитие и конкретизация представлений о периодичности и эволюции осадочного процесса;
- создание единой генетической классификации осадочных пород;

К задачам прикладного значения относятся:

- всестороннее изучение состава и строения осадочных горных пород современными лабораторными методами;
- литолого-фациальное и палеогеографическое картирование с целью восстановления геологической истории и определения направлений поисков конкретных полезных ископаемых и обоснование оптимальных систем их разработки;
- разработка и совершенствование литологических основ прогнозирования природных резервуаров нефти и газа;

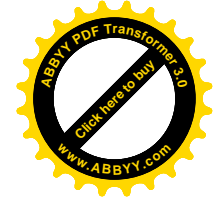
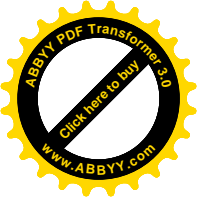
При поисках и освоении конкретных полезных ископаемых перед литологией стоят специфические задачи:

- освоение земных недр;
- разработка полезных ископаемых;
- обогащение и переработка ископаемого сырья;
- охрана окружающей среды.

### **Литологические методы исследования.**

Основными методами изучения осадочных горных пород являются:

- макроскопическое исследование и изучение пород в шлифах под микроскопом;
- механический или гранулометрический анализ – используется для определения условий образования, практических свойств и стратиграфических сопоставлений различных пород. Для крупнообломочных пород - проводится на ситах-грохотах,

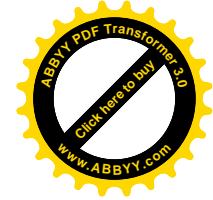
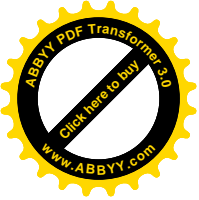


для средне- и мелкообломочных – выполняется посредством просеивания через сита, для более мелких (глин) – отмучиванием в воде и центрофугированием;

- минералогический анализ, проводимый под биноклем, помогает не только определить породу и ее состав, но и имеет большое значение для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии;
- иммерсионный метод проводится под микроскопом и заключается в точном определении показателя преломления зерен путем их погружения в специальные жидкости;

В последнее время большое значение имеют:

- термический анализ – основывается на том, что при нагревании минерала (породы) выделение  $H_2O$  и существенные изменения структуры происходят у минералов при разных температурах и сопровождаются реакциями поглощения или выделения тепла;
- рентгеновский метод – заключается в облучении порошка минерала (породы) с последующим получением спектра с определенным набором линий, характерных для данного минерала или породы;
- химический метод и его разновидности – микрохимический – дают информацию о микро- и макро- составе пород и минералов;
- изотопный метод (стабильных и радиоактивных изотопов) – используется для изучения условий образования и установления возраста пород и минералов;
- метод газовой декрипитации – проводится для определения температуры образования и изучения газовых включений минералов.



## Лекция 2

### Общие сведения о литологии. Различия между осадочными породами и породами метаморфического и магматического циклов.

#### Общие сведения о литологии.

Основным объектом исследования литологии являются осадочные горные породы. *Под осадочной горной породой понимают геологическое тело, состоящее из минеральных или органических образований, а также их сообществ, сформировавшихся из отложившегося на поверхности суши или на дне водоема осадка, и существующие в термобарических условиях, характерных для приповерхностной части земной коры.*

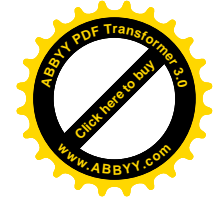
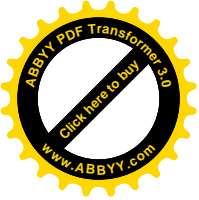
С одной стороны, осадочные горные породы широко распространены на Земле и покрывают приблизительно 75% ее поверхности, с другой – они составляют лишь незначительную часть массы Земли, и даже в самой верхней части земной коры (до гл. 16км) составляют только около 5% массы (по Ф. Кларку). Максимальная их мощность в наиболее погруженных бассейнах достигает 20-23км, а на некоторых участках (абиссальные равнины) – лишь первые десятки сантиметров.

Залегают осадочные породы, как правило, на метаморфических породах, в значительной своей части являющиеся продуктом переработки (преобразования) более древних осадочных пород. Реже они залегают непосредственно на коре выветривания магматических пород.

**Исходным материалом** для образования осадочных пород служат продукты механического разрушения и химического разложения более древних пород (магматических, метаморфических, осадочных), жизнедеятельность организмов, вулканическая деятельность, а также атмосферные газы, вода с растворенными в ней веществами, космическая пыль, метеориты.

Движущими силами процесса породообразования являются три вида энергии: экзогенная (атмосфера, гидросфера, тепло химических реакций протекающих на поверхности Земли, деятельность организмов и др.); эндогенная (в основном тектоническая); космическая (солнечная радиация, силы тяготения Солнца, Луны, и др.).

**Процесс породообразования или литогенез** представляет собой комплекс механических, физических, химических, биологических превращений совершающихся в стадии седиментогенеза (образование осадочного материала, его перенос, накопление осадка) и диагенеза (преобразование осадка в осадочную горную породу). Продолжительность процесса зависит от состава осадочного материала и может достигать



сотен тысяч лет. Наступающая после образования породы стадия ее существования может продолжаться сотни миллионов лет. Завешается эта стадия, разрушением осадочной породы, в случае ее выхода на поверхность; или превращением в метаморфическую, в случае глубокого погружения.

Однако нельзя признать, что с литологической позиции осадочная оболочка планеты достаточно изучена. Во-первых, лишь 29,2% поверхности составляет суша, во-вторых – в пределах суши наши знания распространяются на породы, залегающие на глубине 4-5км, в некоторых регионах до 7-12км, в-третьих – представления о составе, строении и генезисе глубокозалегающих осадочных толщ, а также залегающих под гидросферой базируются на данных геофизических исследованиях и теоретических расчетах.

Осадочные породы представляют собой гигантскую кладовую полезных ископаемых. Стоимость сырья, добываемого из осадочных образований, оценивается в 75-80% от общей стоимости полезных ископаемых, извлекаемых из недр.

Из осадочных пород добывают практически все топливо(нефть, газ, уголь, горючие сланцы, битумы), значительную часть рудных черных металлов (железо, марганец) и алюминия, радиоактивное сырье, различные соли (каменные, калийно-магнезиальные, сульфаты и др.). С осадочными породами связаны россыпные месторождения золота, титана, олова и других металлов. Осадочные породы – основной источник строительного материала (гравий, песок, глина, известняк, мергель и др.).

### **Различия между осадочными породами и породами метаморфического и магматического циклов.**

Представляя, что такое осадочные породы, дать им точное определение нелегко. Поэтому не удивительно, что их определяли и чисто отрицательно, как “породы не магматические и не метаморфические”. Создать более точное представление об их восприятии поможет конкретное рассмотрение различий между осадочными и изверженными породами.

- Осадочные породы отличаются составом, наличием органических остатков в виде окаменелых скелетных образований, обугленных, тонкодисперсных растительных тканей, а иногда и крупных фрагментов в виде пней, стволов деревьев и т.д. Значительный объем в них занимают пустоты различного размера, заполненные жидкостями и газами.
- Осадочные породы выделяются своим химическим составом (табл. 1).

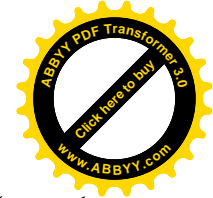
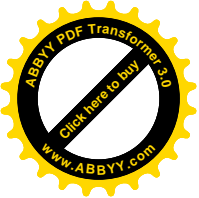


Таблица 1.

Содержание химических элементов в породах, %.

элементы	породы	
	магматические	осадочные
O	47.33	49.95
Si	27.74	27.55
Al	7.85	6.97
Fe	4.5	3.9
Ca	3.47	3.82
K	2.46	2.33
Na	2.46	0.82
Mg	2.24	1.52
H	0.22	0.48
C	0.19	2.01
пр.	1.54	0.65

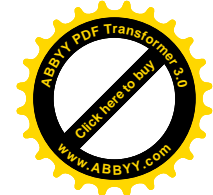
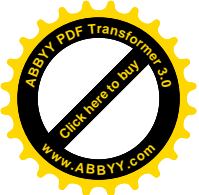
Существенное повышение содержание углерода в осадочных породах связано с поступлением его из атмосферы и как следствие образование известняков, доломитов, каменных углей и других органических пород. Повышенная концентрация водорода определяется их большой водонасыщенностью. Большая доля кислорода определяется поступлением его из атмосферы в осадок вследствие процессов окисления, а также за счет обводненности осадочных пород. Резко пониженные значения содержания Na и Mg объясняется тем, что при выветривании магматических и метаморфических пород значительные количества этих элементов переходят в растворенное состояние и концентрируются в водах Мирового океана. Однако осадочные породы имеют и черты сходства с породами магматического и метаморфического циклов – это преобладание в химическом составе кислорода, кремния и алюминия, что свидетельствует о едином источнике материи.

- Осадочные породы характеризуются своеобразным минералогическим составом (табл. 2).

Таблица 2

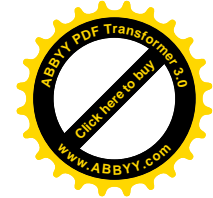
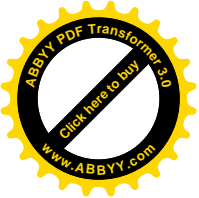
Средний минералогический состав (%).

минералы	содержание	
	магматические	осадочные
кварц	12.4	34.8
полевои шпат	31.0	11.02
плаггиоклазы	29.2	4.55



слюды	5.2	15.2
глинистые минералы	-	9.2
карбонатные минералы	-	13.32
пироксены и амфиболы	13.7	-
железистые минералы	4.1	4.0
сульфатные минералы	-	0.97
фосфаты	0.6	0.35
прочие минералы	3.8	5.86
органическое вещество	-	0.73

В осадочных породах ведущая роль принадлежит минералам устойчивым в обстановке земной поверхности (кварц, халцедон, мусковит). Малоустойчивые минералы – силикаты из групп пироксенов, амфиболов, оливин, плагиоклазы (особенно основные и средние) в осадочных породах или отсутствуют вообще или встречаются в виде акцессорных образований. Составные части малоустойчивых магматических и метаморфических минералов при химическом разложении на поверхности переходят в растворенное состояние и выносятся, а при механическом выветривании накапливаются в коре выветривания. Вместо малоустойчивых минералов появляются вновь образованные (аутигенные) – глинистые, карбонатные, сульфатные, фосфатные и др. минералы, а также органическое вещество – продукт жизнедеятельности животных и растительных организмов. Таким образом, формирование осадочных пород всегда сопровождается изменением минерального состава исходных материнских пород.



## Лекция 4.

### Стадия седиментогенеза.

#### Образование осадочного материала.

**Седиментогенез** – главнейшая стадия формирования осадочной горной породы. Она осуществляется в три этапа, последовательно сменяющих друг друга:

- образование осадочного материала,
- перенос (транспортировка) осадочного материала,
- накопление осадка.

**Образование осадочного материала** осуществляется в различных физико-географических условиях. Источниками его формирования являются литосфера, гидросфера, атмосфера, глубинные недра планеты и космическое пространство.

**Литосфера.** На поверхности суши и на дне водных бассейнов осадочный материал образуется в результате механического раздробления и химического разложения пород различного состава и генезиса, жизнедеятельности растительных и, в меньшей степени, животных организмов. На суше выветривание происходит интенсивнее, чем под водой.

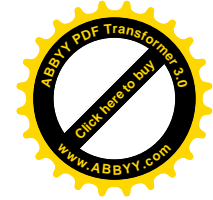
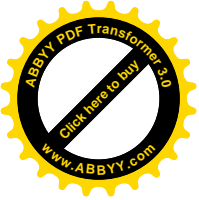
Механическое раздробление осуществляется под воздействием водных потоков, волновых ударов, ледников, силы тяжести, колебаний температуры и т.д. Продукты раздробления, в виде обломков различной формы и размера, а также коллоидальных частиц, представляют собой готовый осадочный материал.

Химическое разложение происходит, главным образом, под воздействием природных вод. Заметное влияние оказывают свободный кислород, углекислый газ, органические и неорганические (образующиеся, в основном, при вулканических извержениях) кислоты. Растворяющая способность воды определяется степенью диссоциации (рН), окислительно-восстановительным потенциалом (Eh), составом растворенных в ней солей и газов, температурой и давлением.

Свободный кислород, на долю которого приходится в атмосфере 20,946%, способствует окислению органических соединений и минеральных образований.

Углекислый газ (составляющий в современной атмосфере 0,033%) и его производные ( $\text{HCO}_3$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$  и др.), разлагают минералы и горные породы. Взаимодействуя с карбонатными породами они растворяют кальцит, доломит и другие соединения, а освободившиеся нерастворимые компоненты (обломочная, глинистая части, органическое вещество и др.) представляют собой готовый осадочный материал. Взаимодействуя с магматическими и метаморфическими породами, углекислота разлагает алюмосиликаты с





образованием более простых соединений – глинистых минералов, окислов железа, алюминия и т.д., являющихся осадочным материалом. Образовавшиеся при этом ионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^{2+}$ ,  $\text{K}^{+}$ ,  $\text{CO}^3$  и др. при изменении геохимических условий могут взаимодействовать между собой и другими ионами, формируя новый осадочный материал.

Гуминовые кислоты, формирующиеся при разложении органического вещества в водных условиях, разлагая минеральные соединения, становятся тоже потенциальным источником осадочного материала.

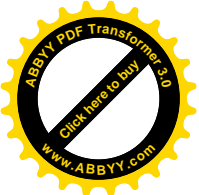
Продукты жизнедеятельности растительных и животных организмов являются также важной составной частью осадков.

**Гидросфера.** В  $1\text{км}^3$  воды современного мирового океана содержится около 35млн. тонн растворенных веществ и от 350 до 500 тонн взвешенных частиц. Этот материал поступал в гидросферу за счет сноса с суши, разрушения рифов, морских берегов, поступления из космического пространства, результате вулканической деятельности, а также процессов гальмиролиза. Под гальмиролизом (по Л.В.Пустовалову) понимают всю совокупность химических процессов (растворение, окисление, восстановление, гидратация, катионный обмен, минеральные новообразования), совершающиеся под влиянием морских факторов, и приводящих к изменению минеральных тел, находящихся в море как во взвешенном состоянии, так и на дне бассейна.

Движущими силами процессов гальмиролиза являются состав и соленость вод, температура, давление, газовый режим. На интенсивность его процессов влияют жизнедеятельность организмов и скорость накопления осадков.

Растворенные и газообразные вещества могут переходить в твердую фазу и образовывать осадочный материал в результате химических реакций и жизнедеятельности организмов. Эти процессы контролируются, прежде всего, величинами pH и Eh среды, изменяющихся при смешивании пресных и соленых вод, концентрации ионов, возрастающей при испарении воды и т.д. Кроме того, в результате жизнедеятельности организмов из воды извлекается целый ряд компонентов с образованием твердой фазы.

**Атмосфера.** Углерод, кислород и азот – одни из главных компонентов мощных толщ известняков, доломитов, каменных углей, рассеянного органического вещества. Кроме того атмосфера является и местом образования осадочного материала. Во время штормов с поверхности водоемов срывается огромное количество пылевидных частиц воды, после испарения которой в воздухе остаются мельчайшие частички соли. Достигнув суши, они станут компонентом осадочных пород.



**Глубинные недра планеты.** Осадочный материал из недр Земли поступает в результате вулканической деятельности в виде твердой, жидкой и газообразной фаз.

Твердая фаза представлена вулканическими бомбами, лапиллиями, пеплом и пемзой. Размеры их различны – от 1-2мм и больше (пыль, пепел), до многотонных глыб (лапиллии - обломки среднего размера – до 5см). Более грубый материал откладывается вблизи вулкана (на склонах, у подножия). Мелкие частицы разносятся на значительные расстояния.

Жидкая фаза представлена термальными водами в виде гейзеров и горячих источников, выносимых на поверхность массу растворенных веществ. Часть из них, кристаллизуясь, выпадает в осадок, часть – поступает в гидросферу, где представляет собой потенциальный источник осадочного материала.

Газообразная фаза выделяется при извержениях в огромных количествах. Почти всегда преобладают  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $SO_2$ , и  $N_2$ , суммарное содержание которых достигают 90% и выше. Кроме того, в состав газовых смесей входят  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2S$ ,  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$ ,  $NH_3$ ,  $Cl$ ,  $Ag$  и др. Взаимодействуя с горными породами и органическим веществом, они образуют новый компонент осадочных пород.

Космическое пространство поставляет на Землю материал в виде метеоритов, метеоритной и космической пыли. Метеориты по составу разделяются на железные, железокаменные, каменные (хондриты) и стекловатые (тектиты). Их роль не велика. Большее значение имеет космическая пыль, представляющая собой шаровидные частички размером 0,5мм. Ежегодно на Землю поступает от 5 тыс. до 1 млрд. тонн космической пыли. Наиболее вероятные количества в современную эпоху составляют 50-100 тыс. тонн.