

Модуль №2

«Структурная геология, минералогия и петрография»

Тема №5. Структурная геология

Лекция №14.

Основные структурные элементы континентальной земной коры.

Основные структурные элементы океанической земной коры.

Структуры платформ. Структуры орогенов.

Структуры геосинклинальных областей.

Структуры океанов.

Доцент, канд.техн.наук – А.Ю. Белоносов

Тюмень, 2021

Основными структурными элементами Земной коры являются *океаны*, занимающие $2/3$ площади поверхности планеты и *континенты*, на долю которых приходится $1/3$ поверхности. Различия между ними не столько в их гипсометрическом положении (континенты — это возвышенности, а океаны — котловины), сколько в строении земной коры под ними.

В разрезе океанической коры выделяют три слоя (сверху вниз):

- осадочный мощностью от 0 до 1200 метров;
- базальтовый, состоящий из потоков основных вулканитов, которые отделяются друг от друга маломощными прослоями осадочных пород (глубоководные кремнистые осадки); мощность — 1,5-2,0 км;
- расслоенный базитовый, который состоит из основных и ультраосновных пород; мощность — 4,0-6,0 км.

Общая мощность океанической коры 8–12 км.

В разрезе континентальной коры мощностью от 30 до 80 км выделяют тоже три слоя:

- верхний — осадочный, имеющий мощность от 0 до 20–23 км;
- ниже залегает гранитно-метаморфический, мощностью 20–30 км;
- третий, самый нижний, выделяется по геофизическим данным, и согласно им состав слоя базальтовый. Однако в настоящее время наличие базальтового слоя ставится под сомнение. По мнению некоторых исследователей, различия в геофизических характеристиках вызваны не особенностями состава слагающих третий слой пород, а теми условиями (давлением и температурой), в которых они находятся.

Основные структурные элементы океанов

К числу основных структурных элементов океанов относят: срединноокеанические хребты, абиссальные равнины, внутриплитные поднятия и хребты, микроконтиненты, трансформные разломы.

Срединно-океанические хребты образуют планетарную систему протяженностью более 60 тыс. км. Они возвышаются над ложем океана на 1000-1300 метров, находятся на глубине до 2500 м, при ширине от сотен до 4000 километров. Как правило, они расположены в центральной части океанов.

Срединно-океанические хребты на всем своем протяжении тектонически и вулканически активны, являются **современными зонами спрединга**, т.е. зонами расширения океанского дна и наращивания новообразованной океанической коры.

В строении срединно-океанических хребтов выделяют три вида зон:

- осевую, представляющую собой рифтовую долину (грабен). отличаются сейсмичностью и высоким тепловым потоком, представляя собой оси активного раздвига с трещинами растяжения, многочисленными центрами вулканических извержений и застывшими лавовыми озерами. Осевые части хребтов служат осевыми зонами выделения внутреннего тепла Земли, являются современными поясами сейсмичности и отвечают непосредственным границам литосферных плит, где происходит новообразование океанской коры.;

- гребневидные, по обе стороны рифтовой долины, с сильно расчлененным рельефом. Имеют ширину 50-100 км. Они разбиты продольными разломами на узкие блоки, приподнятые или опущенные относительно друг друга;

- фланговые зоны, понижающиеся в сторону абиссальных равнин. Имеют наибольшую ширину. Практически асейсмичны.

Рифтовая зона имеет глубину 1–2 км при ширине в несколько километров и представляет собой сложный грабен. На дне рифтовых долин имеются многочисленные центры вулканизма.

Абиссальные равнины составляют большую часть океанов, они занимают пространство между срединно-океаническими хребтами и континентальными подножиями. Абиссальные равнины расположены на глубине 4–6 км и характеризуются океаническим типом коры. Мощность осадочного слоя в их пределах увеличивается в сторону континентальных подножий и может достигать нескольких километров.

Отличаются относительно спокойной тектонической обстановкой, нормальным тепловым потоком и ограниченным проявлением вулканизма. Практически асейсмичны.

На абиссальных равнинах могут находиться **подводные вулканические горы**, которые в ряде случаев возвышаются над поверхностью океанов в виде **вулканических островов**.

В пределах абиссальных равнин выделяют **котловины**, разделенные крупными **подводными хребтами и возвышенностями**.

Котловины обычно занимают пониженные участки абиссальных равнин. Глубина океана над ними составляет 4000 – 6000 м. Эти структуры обладают типичной океанской корой мощностью 5-6 км.

Внутриокеанические поднятия и хребты в большинстве случаев имеют вулканическое происхождение, что доказывается либо наличием современного вулканизма, либо данными буровых работ. В пределах поднятий и хребтов океаническая кора имеет увеличенную мощность, в ее разрезе выделяются все три слоя типичные для океанической коры.

Возвышенности имеют как правило овально-округлые очертания. Некоторые из них за плоский рельеф получили название **плато**. Внутриплитовые хребты являются отчетливыми линейными структурами, протягивающимися на тысячи километров. В отличие от СОХ они асейсмичны. Океанские поднятия воздымаются над смежными котловинами на 2-3 км и более, а их наиболее возвышенные участки образуют **острова** и целые **архипелаги**. Поднятия имеют утолщенную океаническую земную кору.

Микроконтиненты представляют собой отдельные впаянные в океаническую кору крупные блоки с гранитно-метаморфическим слоем в разрезе.

Микроконтиненты характеризуются утонченной (до 25–30 км) континентальной корой, для них типичен плоский рельеф, залегание на глубине 2–3 км ниже уровня океана, но некоторые из них могут выступать в виде островов. Осадочный чехол тоньше по сравнению с абиссальными равнинами.

Трансформные разломы. Они представляют собой крупные разломы, нарушающие срединно-океанические хребты и переходящие в абиссальные равнины. Данные структурные элементы океана ориентированы перпендикулярно осям рифтовых долин срединно-океанических хребтов и делят последние на отдельные сегменты, смещенные относительно друг друга в плане. Амплитуды смещения по трансформным разломам составляют сотни километров. Морфологически они представляют собой уступы высотой иногда более 1000 метров. Вдоль трансформных разломов в ряде случаев наблюдается проявление вулканической деятельности.

Основные структурные элементы континентов

Под континентами понимают блоки земной коры, в разрезе которых присутствует гранитно-метаморфический слой. Мощность континентальной коры колеблется от 30 до 80 км. В платформенных областях она меньше, а в складчатых поясах – больше.

В составе континентальной коры выделяют **платформы** и **складчатые пояса**. Эти структуры отличаются между собой по составу и строению, активности магматических и тектонических процессов.

Платформы, в отличие от складчатых поясов, представляют собой устойчивые и стабильные части континентов. представляют собой своеобразные ядра материков и занимают большие части их площадей – порядка миллиона квадратных километров. Они слагаются типичной континентальной корой мощностью 35 – 45 км. Литосфера в их пределах достигает мощности 150 – 200 км, а по некоторым данным – 400 км.

Они отличаются равнинным рельефом, малыми амплитудами вертикальных движений, слабой сейсмичностью, низким тепловым потоком, отсутствием, за редким исключением, вулканической деятельности.

В плане платформы имеют изометричную, полигональную форму.

Платформы обычно характеризуются равнинным рельефом, то низменным, то плоскогорным. Некоторые их части могут быть покрыты мелкими, эпиконтинентальными морями.

Их характеризует низкая скорость современных вертикальных движений, слабая сейсмичность, отсутствие или редкое проявление вулканической деятельности, пониженный тепловой поток. В общем, платформы – это наиболее устойчивые и спокойные участки континентов.

Наиболее типичными являются *древние платформы*, т.е. платформы, кристаллический фундамент которых формировался в течение архея – протерозоя. Докембрийские платформы составляют древнейшие и центральные части материков и занимают около 40% их площади; термин «кратон» обычно применяется именно к ним. К числу древних платформ относятся Северо - Американская, Южно-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, Африканская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, Южно-Китайская. В фундаменте древних платформ преобладают архейские и раннепротерозойские образования. Эти образования, как правило, глубоко метаморфизированны; главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространены граниты. Поэтому такой фундамент называют гранито-гнейсовый или просто кристаллический.

Значительно меньшую площадь в структуре материков (5%) занимают *молодые платформы*, которые располагаются либо по периферии материков, как Средне- и Западно-Европейские, Восточно-Австралийская, Патагонская, либо между древними платформами, например, Западно-Сибирская платформа между древними Восточно-Европейской и Сибирской.

Фундамент молодых платформ складывается в основном фанерозойскими осадочно-вулканическими породами, испытавшими слабый или даже начальный метаморфизм. Граниты и другие интрузивные образования играют подчиненную роль в составе этого фундамента, который в отличие от фундамента древних платформ именуется не кристаллическим, а складчатым.

В зависимости от возраста завершающей складчатости этого фундамента молодые платформы или их части подразделяются на *эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские*.

Молодые платформы в значительно большей степени покрыты осадочным чехлом, чем древние, и по этой причине их часто именуют просто *плитами*. Выступы фундамента, не затронутые новейшей тектонической активизацией и поэтому не превращенные во внутриконтинентальные орогены, встречаются скорее в виде исключения.

Соответственно молодые платформы обладают за пределами таких щитов или массивов равнинным, часто низменным характером.

В разрезах платформ различаются два структурных этажа: *нижний (фундамент)* и *верхний (платформенный чехол)*.

Фундамент платформ сложен метаморфизованными осадками и вулканогенными породами, смятыми в складки и прорванными интрузиями. Он разбит разрывными нарушениями на блоки, которые испытали вертикальные движения. В итоге отдельные блоки оказываются опущенными и образуют отрицательные структуры — *авлакогены* и положительные — *выступы или валы*.

Авлакогены представляют собой линейно вытянутые впадины, ограниченные крупными разломами, пересекающими фундамент платформ. Их длина может достигать нескольких сотен километров, а ширина составляет десятки километров. Заполняющие авлакогены осадки мощностью до нескольких тысяч метров, могут сминаться в сложные складки.

Вал — вытянутая положительная платформенная структура, длиной в десятки и несколько сотен километров. Они, как правило, приурочены к зонам разломов, разграничивающим поднятия и прогибы фундамента.

Платформенный чехол сложен осадочными породами, которые залегают чаще всего горизонтально или образуют складки с углами наклона не более 20° . Общими особенностями платформенных осадочных образований является их небольшая мощность, малая изменчивость мощностей и фаций по простиранию. Из вулканических пород широким распространением пользуется трапповая формация. Большую роль могут приобретать пластовые интрузии (силлы), штоки, дайки основного состава. Разрывные нарушения либо отсутствуют, либо представлены единичными разломами.

В строении платформенного чехла выделяют **синеклизы** и **антеклизы**.

Синеклизы — это крупные отрицательные структуры платформенного чехла, образующиеся чаще всего над авлакогенами. Они имеют слегка вытянутую или изометричную форму в плане. В поперечнике синеклизы достигают сотен километров. В пределах синеклиз породы платформенного чехла наклонены под небольшим углом (до $1-2^\circ$) к центру. Мощность осадочных отложений в данных областях составляет 3–5 км и более и является максимальной в центральных частях структур. Крупные синеклизы могут осложняться сводами и впадинами.

Над поднятиями фундамента в платформенном чехле образуются антиклинальные структуры — **антеклизы**. Они, как правило, располагаются между синеклизами. Антеклизы представляют собой крупные и пологие погребенные поднятия фундамента, в сотни километров в поперечнике. Глубина залегания фундамента и соответственно мощность осадочного чехла в их сводовых частях не превышает 1 – 2 км. Иногда в центре антеклизы имеются относительно небольшие выходы фундамента. В некоторых случаях антеклизы являются как бы многовершинными - эти вершины именуются **сводами**.

В структуре платформенного чехла над уступообразным рельефом фундамента могут образовываться коленообразные изгибы слоев — **флексуры**.

В составе платформ выделяют **плиты** и **щиты**. **Щиты** — это участки платформ, у которых отсутствует чехол и на поверхность выходит фундамент. **Плиты** — участки платформ, в разрезе которых выделяется фундамент и чехол.

Щиты характерны преимущественно для древних платформ. В пределах молодых платформ кристаллические щиты или кристаллические массивы практически не встречаются.

Кроме плит и щитов к структурам первого порядка в составе платформ относят *перикратонные опускания или прогибы*. Они представляют собой зоны пологого погружения фундамента в сторону смежных складчатых поясов.

Выделяют *активизированные платформы*, которые после длительного времени нормального платформенного развития приобретают высокую подвижность. Им свойственно преобладание поднятий, выраженных сводовыми или глыбовыми горными хребтами, чередующимися с разного типа впадинами. Поднятия фундамента обычно отделяются от межгорных впадин разрывами, иногда переходящими в надвиги с амплитудой до нескольких километров. Во впадинах накапливаются мощные осадки, среди которых преобладают континентальные отложения типа моласс. На некоторых платформах неоднократно проявляется магматизм в интрузивной и особенно в эффузивной формах.

Платформы отделяются от складчатых поясов глубинными разломами, *передовыми прогибами* (опущенными краями платформ), в которых резко увеличивается мощность платформенного чехла.

Складчатые пояса представляют собой крупные структурные элементы земной коры, протягивающиеся внутри материка или обрамляющие океаны. Это сложные, длительно развивающиеся протяженные области повышенной тектонической активности, связанные с глубинными разломами.

Складчатые пояса отличаются высокой подвижностью земной коры, большими скоростями, амплитудами и контрастностью тектонических движений, широким развитием линейной голоморфной складчатости, огромной мощностью осадочных и вулканогенных толщ, широким проявлением интрузивных пород различного состава, метаморфизмом и высокой сейсмической активностью.

В процессе их развития происходит преобразование тонкой океанической коры в мощную континентальную. После завершения своего развития складчатые пояса становятся стабильными участками земной коры. Они подвергаются денудации, их поверхность выравнивается, на ней накапливаются осадочные породы с близким к горизонтальному залеганием. Так шаг за шагом складчатый пояс превращается в фундамент молодой платформы.

В составе складчатых поясов выделяют **складчатые области**, которые представляют собой крупные фрагменты поясов. Они отличаются друг от друга историей развития, геологическим строением, между собой области отделяются крупными поперечными разломами или пережимами.

Складчатые области в свою очередь делятся на **складчатые системы** – линейные структуры протяженностью в сотни километров и отделенные друг от друга срединными массивами.

Складчатые системы состоят из отдельных **синклинориев** и **антиклинориев**.

Синклинории - отрицательные структуры, испытавшие длительное погружение и интенсивную складчатость на завершающих этапах развития; характеризуются большими мощностями вулканогенных и осадочных пород, преобладанием тонкообломочных пород; зеркало складчатости имеет вогнутую форму.

Антиклинории – положительные складчатые структуры, разделяющие синклинории и граничащие с ними по крупным разломам; свойственно преобладание положительных движений; меньшие мощности толщ, преимущественное распространение грубообломочного материала, складки имеют выпуклое зеркало складчатости.

В свою очередь антиклинории и синклинории состоят из большого числа **антиклиналей** и **синклиналей**.

В складчатых поясах выделяют **внутренние (эвгеосинклинальные) и внешние (миогеосинклинальные) зоны**.

В составе эвгеосинклинальных зон широко проявлены магматические процессы и, как следствие, распространены вулканические и интрузивные породы. Разрезы таких зон отличаются большой мощностью.

В миогеосинклинальных – магматические породы либо отсутствуют вообще, либо встречаются в ограниченном объеме. Для них характерны терригенные и карбонатные отложения.

Складчатые пояса характеризуются увеличенной мощностью земной коры. В процессе их формирования выделяют 2 этапа: *геосинклинальный и орогенный*.

Этап геосинклинального развития характеризуется погружением территории, морским режимом осадконакопления. На ранней стадии закладывается морской бассейн, накапливаются глубоководные осадки, проявлен подводный вулканизм основного состава. В этой связи низы разреза геосинклинального этажа сложены вулканическими породами, преимущественно основного состава с прослоями аргиллитовых и кремнистых сланцев (спилито-кератофировая формация); мощными толщами аргиллитовых сланцев и прослоями полимиктовых песчаников и черных кремней.

На поздней стадии геосинклинального этапа на фоне обмеления и сокращения по площади морского бассейна происходит накопление флишевых и карбонатных толщ, проявляется вулканизм средне–кислого состава. В эту стадию накапливаются известняковые и карбонатотерригенные толщи, а также вулканогенная андезитовая формация. Заканчиваться разрез может флишевыми накоплениями с ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и т. д. Из магматических пород преобладают гипербазитовая и габбро-пироксенитовая-дунитовая формации. Общей особенностью геосинклинального этажа является большая мощность (сотни и тысячи метров) слагающих его пород.

В орогенный этап устанавливается обстановка горизонтального сжатия, в результате чего в отложениях геосинклинального комплекса получают большое развитие надвиги и тектонические покровы. Образуются линейные, прямые, наклонные, опрокинутые, лежащие складки. Зеркало складчатости волнистое с чередованием прогибов (синклиналиев) и поднятий (антиклиналиев).

В орогенный этап складчатый геосинклинальный комплекс подвергается региональному метаморфизму и внедрению крупных интрузивных массивов (до размера батолитов) кислого состава. Часто в составе орогенного этапа выделяют две стадии: *раннеорогенную* и *позднеорогенную*.

На *ранней стадии* в обстановки сжатия идет складкообразование, формирование покровных структур, протекают метаморфические процессы и явления гранитизации. На фоне низкого горного рельефа происходит накопление морской мелкообломочной молассы.

На *позднеорогенной стадии* усиливается горообразовательный процесс, возрастает расчлененность рельефа. В межгорных прогибах накапливаются континентальные крупно- и грубообломочные молассы большой мощности.

Таким образом, для орогенного этажа характерны молассовые формации, которые имеют широкое распространение по площади и расположены в межгорных впадинах и краевых прогибах. Из магматических пород типичны гранитоидные формации с образованием батолитовых интрузий калиевых гранитов. Возможны интрузии щелочных гранитоидов и щелочных пород. Данные образования сопряжены всегда с зонами поднятий.

Судьба складчатых поясов после окончания их активного развития обычно заключалась в постепенном срезании их горного рельефа и складчато-надвиговых структур денудацией и смене орогенного режима более спокойным платформенным. В дальнейшем отдельные части поясов перекрываются осадочным чехлом и превращаются в плиты молодых платформ. Другие части пояса в новейшую тектоническую эпоху испытали повторное горообразование уже во внутриконтинентальных условиях.

В составе складчатых поясов могут присутствовать ***срединные массивы***. Они представляют собой устойчивые участки земной коры, являющиеся крупными фрагментами основания, на котором был заложен складчатый пояс. Срединные массивы располагаются обычно внутри складчатых поясов, лишь частично вовлекаясь в его развитие. От образований складчатого пояса срединный массив чаще всего отделяется глубинными разломами. В строении массивов выделяют древний фундамент, образовавшийся задолго до начала формирования складчатого пояса, и чехол, образовавшийся параллельно с развитием пояса.

Эпиplatformенные орогены (внутриконтинентальные орогенные пояса) образуются на месте территорий, длительное время представлявших собой платформу, т.е. их формированию предшествовал платформенный этап развития, вследствие чего они получили название вторичных орогенов, процессы в результате которых возникли эти структуры называют тектонической активизацией платформ. Эпиplatformенные орогенные пояса обладают горным рельефом, высокой сейсмичностью, но низкой магматической активностью.

Различают три основных типа эпиplatformенных орогенов:

1. Структуры непосредственно примыкающие к складчатым поясам. Их образование связано с орогенезом в смежных складчатых поясах.
2. Эпиplatformенные орогены, располагающиеся в пределах пассивных окраин континентов. Предполагается, что они образовались в результате сжатия, источником которых были рифтовые зоны срединно-океанических хребтов.
3. Линейные поднятия в глубине платформ, вдали от складчатых поясов и океанов (внутриplatformенные вторичные орогены). Возникновение линейных орогенов связано со сжимающимися напряжениями вдоль древних швов внутри платформ, а изометричных – с выступами астеносферы и восходящими конвективными потоками мантии.

Континентальные рифты - это системы сейсмически активных прогибов, возникших в результате растяжения и уплотнения литосферы, сопровождаемого на глубине выступами астеносферного слоя, что обусловило подъем повышенного теплового потока и активную магматическую деятельность.

В своем большинстве континентальные рифты сформировались в неоген-четвертичное время на месте крупных сводовых поднятий континентальной земной коры. Образование рифтов можно отнести к процессам тектонической активности платформ. Активным рифтовым зонам континентов присущи расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм. Центральное положение в рифтовой зоне обычно занимает долина, шириной 40-50 км, ограниченная сбросами, нередко образующими ступенчатые системы. Тектонические блоки по краям рифта бывают приподняты до отметок 3.000 – 3.500 м и более. Протяженность континентальных рифтов составляет сотни и даже тысячи километров при ширине от нескольких километров до десятков и сотен километров. Древними аналогами рифтов являются авлакогены.

В пределах континентов платформы и складчатые пояса часто пересекаются ***глубинными разломами***. ***Глубинный разлом*** – это региональная или планетарная структура разрыва земной коры, обладающая большой протяженностью и значительной глубиной залегания, с которой в течение длительного периода времени связаны интенсивные тектонические, магматические и метаморфические процессы. Глубинные разломы разделяют крупные блоки земной коры, различающиеся тектоническим режимом, структурой и историей развития.