

### Введение

Возникновение горных ландшафтов — сложнейший и до сих пор слабо выясненный геологический механизм. Наука начинает только приоткрывать дверь в таинственный мир глубоких недр, эволюция которых прямо влияет на процессы горообразования. Захватывающий мир гор предстает перед нами во всей сложности и красоте внешней формы, внутреннего строения, внутренней эволюции и палеогеографической истории на протяжении миллиардов лет.

Процессы горообразования на нашей планете являются следствием не менее сложного и еще менее выясненного механизма конвективных течений в мантии Земли. Конвекция мантии, или иначе — тектоника мантии, обуславливает тектонику земной коры и, соответственно, приводит к формированию рельефа, а экзогенные, то есть внешние силы — вода и воздух завершают работу по созданию ландшафтов земной поверхности.

Процессы горообразования, или орогенеза, можно разделить на три типа – вулканический, складчатый и интрузивный. Каждый тип в отдельности в чистом, самостоятельном виде встречается редко. В реальности большинство горных систем мира имеют смешанные типы происхождения.

Первые горы на Земле появились в архейском эоне примерно 3,5 миллиарда лет назад. Это были гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса, которые являлись и первыми участками континентальной коры. В дальнейшем эволюция горообразования усложнялась, а сами горные системы занимали все большие площади континентов и океанов.

Горы не вечны, хотя и сохранились до настоящего времени некоторые древнейшие горные массивы. В Северо-Западной Австралии и сейчас возвышаются архейские гранито-гнейсовые купола — первые участки континентальной коры.



Гранито-гнейсовый купол в северо-западной Австралии

Единственное в своем роде явление представляют собой древние вулканические нагорья Центрального Казахстана, сохранившие статус гор с позднего палеозоя, хотя и в сильно разрушенном виде. Но большая часть горных систем исчезла, оставив после себя только следы, которые сегодня могут читать геологи. Кроме того кора океанов постоянно погружается в зонах субдукции в мантию и поэтому на земле нет океанической коры древнее юрского возраста (самая древняя кора океана имеет возраст 156 млн. лет). Ввиду этого обстоятельства трудно представить то огромное количество вулканов и других горных построек на океанском дне бесследно исчезнувших за миллиарды лет в глубоких недрах.

Горы складчато-интрузивного типа — самые высокие, обширные и распространенные горные сооружения на континентах нашей планеты. Среди них: Центрально-Азиатская горная система. Эта система включает в себя величайшие горы Земли — Гималаи и Каракорум, чьи вершины поднялись выше восьми километров над уровнем моря.

Вулканические горы — это, прежде всего, южноамериканские Анды с высочайшими вулканами планеты высотой почти до семи километров, (но и здесь есть районы складчатого и интрузивного происхождения); вулканы Мексики и Центральной Америки; вулканы крупнейшего Зондского

архипелага в Юго-Восточной Азии; ряд крупнейших вулканов Восточной Африки, среди которых самая большая гора на континентах по объёму и высоте от подножия — Килиманджаро (5980м); вулканы Камчатки; горы Турции.

Горы мирового океана почти во всех случаях также вулканического происхождения, в том числе самая большая по объему гора планеты — Гавайи, чья высота от подножия на дне океана (минус 5600м) до вершины (4204м над уровнем моря) составляет почти 10 км при ширине основания до 269 км; по высоте Гавайи превосходит только, расположенный к юго-западу от острова Гуам, вулканический массив высотой 10 764м, чье глубочайшее подножие лежит в Марианском желобе, а высшая точка находится на глубине минус один метр.



Гавайские острова

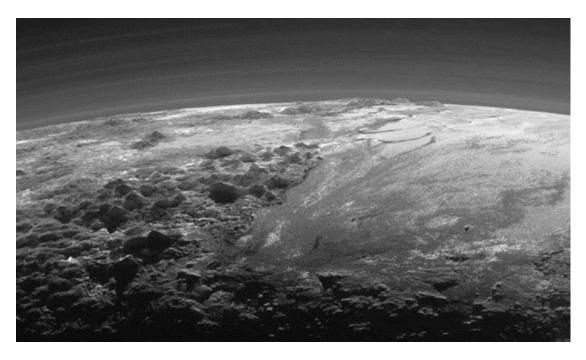


Центральный Тянь-Шань. Фото автора



Килиманджаро. Flagnagore.ru

Отдельного описания заслуживает тема горообразования на других планетах. Инопланетные горы имеют много общего и много различий в сравнении с земными горными сооружениями. Различия могут быть очень существенные, учитывая иные размеры и, главное, иной петрологический состав других планет. На Луне широко развиты горы метеоритного происхождения. Как формируется ландшафт на планетах с литосферой, состоящей из очень твердого метана? В планетологии вопросов пока намного больше, чем ответов. Конечно, немало вопросов и в земной геологии. На некоторые из них в этом очерке попытаемся ответить.

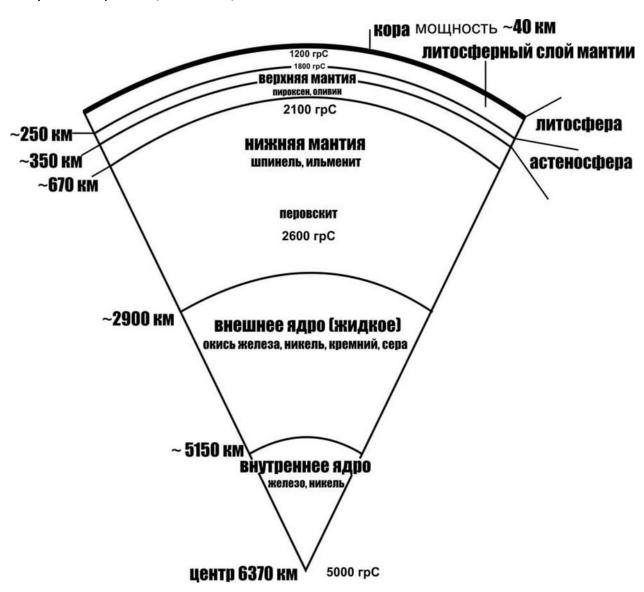


Горы Плутона, состоящие из льда азота, воды и метана. NASA

## Глубинные причины орогенеза

### Мантийная конвекция

С чего начинается горообразование или по геологической терминологии – орогенез? Первым необходимым условием начала роста гор и вообще деформации земной коры должно быть движение мантийного вещества под земной корой. Такое движение всегда сопровождается повышением температуры участка мантии, пришедшего в более активное состояние. Мантийное вещество находится в движении, но в разных областях мантии скорость перемещения вещества может сильно отличаться.



**Мантия – твердое вещество, состоящее из микроскопических кристаллов, достигающее температуры 2600 гр.С в нижней мантии.** В самом верхнем слое мантии, в литосфере температура опускается примерно до 1000 гр. Только в астеносфере – слое под литосферой на глубине 200 – 250 км,

постоянно присутствует жидкая фаза вещества, которая составляет примерно 2% от объема слоя. В целом весь объем мантии (как и любое другое твердое вещество в таких объемах) с температурой в тысячи градусов представляет собой некую пасто- или желеобразную массу готовую в любой момент при падении давления или аномального повышения температуры перейти в жидкое состояние. Поэтому твердое состояние вещества глубоких недр планеты не служит ему препятствием для перемещения в виде конвективного круговорота, при котором разогретые массы поднимаются вверх и относительно охлажденными опускаются вниз.

Континентальная литосфера имеет мощность до 250 км, океаническая — до 100 км. Горячие потоки в астеносфере разогревают литосферный слой мантии, который является самым верхним и самым холодным слоем мантии. Верхняя часть литосферы называется земной корой. Кора — самая жесткая и холодная сфера планеты. Средняя мощность континентальной коры составляет 35км, средняя мощность океанической коры — 6км.

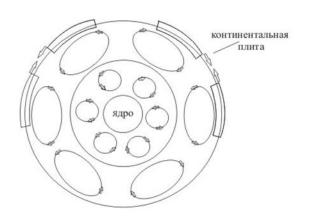
Конвекция или иначе тепловой круговорот в толщах мантии, имеет химико-плотностный характер, обусловленный в первую очередь выделением энергии при гравитационном перераспределении вещества по плотности при его химических и фазовых превращениях. Наибольшим выделением тепла сопровождается разделение мантийного вещества на силикатную и окисно-железную часть на границе мантии и ядра. Таким образом, ядро Земли, которое, как предполагается, состоит из смеси окиси железа, элементарного (чистого) железа, никеля и небольшого количества серы и кремния, образовалось благодаря процессу выделения и стекания окислов железа и никеля к центру планеты.

Нижняя и верхняя мантии имеют несколько различный химический и минералогический состав. Нижняя мантия богаче железом. Граница между этими сферами, вероятнее всего, также является зоной гравитационной дифференциации и, кроме того, здесь прослеживается переходный слой, при прохождении которого, вещество из верхней мантии должно уплотняться с образованием новых более тяжелых минералов. На объяснении физических и химических причин существования таких границ мы здесь останавливаться не будем, так как это выходит далеко за рамки темы данного очерка. Другими источниками разогрева земной мантии, но в меньшей степени,

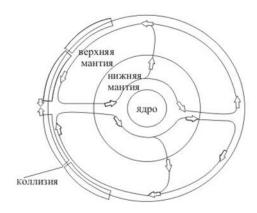
**являются реакции радиоактивного распада элементов и приливное воздействие Луны.** Однако на раннем этапе — в архейском эоне, воздействие тяготения Луны на внутреннюю эволюцию Земли имело главное и решающее значение.

Конвективная система течений, как выясняется с недавнего времени, охватывает весь объем земного шара — от ядра до относительно хрупкой коры. До сих пор нет общепринятого взгляда на структуру этой системы, однако заметна тенденция большинства ученых считать мантийную конвекцию двухъярусной периодически сменяющуюся на общемантийную систему. При этом прорыв полупроницаемой границы на глубине 670 км массами разуплотнённого и разогретого вещества верхней части нижней мантии и накопившимися над границей массами холодного и уплотнённого вещества погруженных океанических плит (слэбов), служит детонатором перехода от многоярусной системы к общемантийной.

Двухъярусная система конвективных течений



Общемантийная система конвективных течений и формирование суперконтинента



Другими популярными моделями мантийной конвекции являются: а) Общемантийная (одноярусная) конвекция с одним или несколькими

поднимающимися (апвеллинг) и опускающимися (даунвеллинг) потоками. При одноячеистой конвекции параллельно функционирует один апвеллинг и один даунвеллинг, при многоячеистой — более двух апвеллингов и даунвеллингов. б) Многоярусная конвекция при которой вещество нижней и верхней мантии не перемешиваются.

Конвективные круговороты верхней мантии стимулируют конвекцию астеносферы. Потоки астеносферы «управляют» тектоникой земной коры и, в конечном итоге, во взаимодействии с экзогенными силами атмосферы, формируют внешний вид земной поверхности.

В земной коре конвективный круговорот имеет условный характер и имеет распространение только в зонах активного орогенеза. Ввиду повышенной твердости и хрупкости земной коры в сравнении с нижележащими сферами, коровая конвекция не завершает полностью свой круговорот, а на каком-то этапе останавливается из-за сопротивления деформируемых пород. Иными словами — происходит нагромождение горных масс уже не способных принимать участие в круговороте, но продолжающих испытывать различного рода деформации.

В мантии преобладают конвективные потоки вертикальной направленности. В астеносфере конвекция имеет в основном горизонтальный вид. Средняя скорость потоков в нижней и верхней мантии — несколько сантиметров в год за исключением плюмовых струй — 1-2 метра в год (об этом ниже). В астеносфере скорость конвективных потоков выше — несколько десятков сантиметров в год. Астеносферные потоки перемещают литосферные плиты с разной скоростью. Наиболее высокая скорость зафиксирована при раздвижении океанических плит в юго-восточной части Тихого океана на Восточно-Тихоокеанском поднятии — здесь плиты удаляются друг от друга на 18 см в год. Плита Наска поддвигается под западную окраину Южной Америки на 10см в год. Скорость передвижения океанических плит превышает скорость перемещения континентальных плит (несколько сантиметров в год). Чем это объясняется?

Континенты погружены в мантию на глубину до 250 км, где астеносферный зазор между материком и верхней мантией тоньше или полностью отсутствует. Таким образом, континенты часто лежат непосредственно на верхней твердой сфере мантии. Поэтому скорость дрейфа континентов, особенно крупных, глубоко сидящих в мантии, как правило, ниже скорости

движения океанических плит. Одновременно уменьшается и скорость передвижения плит океана, спаянных с материками.

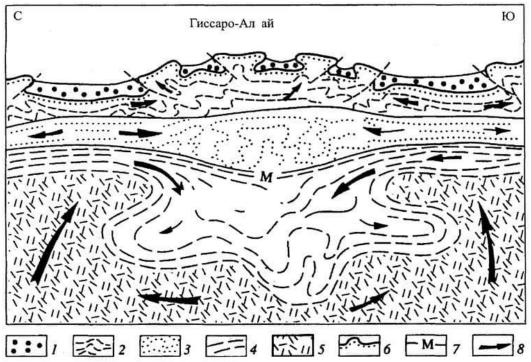
По современным направлениям и скоростям перемещения литосферных плит можно судить о географии конвективных потоков в астеносфере и, в меньшей степени, в остальной верхней мантии. Над апвеллингами располагаются зоны спрединга – раздвига литосферных плит. Над зонами даунвеллингов идут процессы субдукции – погружение одних плит под другие, но не во всех случаях (об этом в главе «Субдукция под континентами»). Над даунвеллингами обязательно происходит деформация плит. Наиболее мощный восходящий поток находится сейчас под Восточно-Тихоокеанским поднятием. Этот астеносферный поток затем расходится на юго-восток и на северо-запад от поднятия, увлекая с собой океанические плиты к зонам субдукции, окружающие океан, в том числе к зоне погружения плиты Наска под Южную Америку. Мощный апвеллинг располагается под восточной Африкой, формирующий Восточно-Африканский рифт (крупный разлом); также апвеллинги функционируют под центром Индийского океана, под Исландией, которая представляет собой вздутие коры океана. Апвеллинги маркируют всю мировую систему срединно-океанических хребтов. Возвышение таких хребтов над поверхностью океана в виде острова Исландия в Северной Атлантике, всегда означает присутствие повышенного притока мантийного вещества.

Крупнейшие даунвеллинги находятся под Южной Америкой, ПОД Индонезией (здесь сходятся Австралия и Азия), под Юго-Восточной Азией. Горные сооружения Юго-Восточной Азии, а также Тянь-Шаня, испытывающие мощнейшие современные деформации, образовались и поднимаются во многом благодаря даунвеллингу, то есть схождению конвективных потоков. Однако крупнейший горный пояс Гималаев, Тибета, гор Средней Азии, Ирана, Кавказа, Турции и Северного Средиземноморья не являют собой результат схождения конвективных потоков. Конвективные течения в данном случае идут широким фронтом с юга на север, и затем ослабевают, затухают, или меняют свое направление. При этом встречные течения в этом регионе слабы или отсутствуют.

Интересно, что геофизические исследования обнаружили неровности и на поверхности земного ядра. Впадины на ядре соответствуют крупнейшим нисходящим мантийным потокам, а восходящим потокам мантии

соответствуют возвышенности ядра. Из этого следует, что самые мощные конвективные течения на современном этапе конвективной эволюции имеют общемантийный характер, но наряду с общемантийной конвекцией присутствуют отдельные круговороты в нижней и верхней мантии и отдельные круговороты в астеносфере.

Под действием астеносферной конвекции возникают напряжения в литосфере с перемещениями и коллизиями литосферных плит, сопровождающиеся деформацией земной коры. Горообразование является следствием структурной трансформации литосферы, а деформация верхней коры с образованием горного ландшафта это поверхностное и конечное следствие этих трансформаций.



. 10.3. Пример двухьярусной конвекции во время новейшего тектогенеза Гиссаро-Ал ая (Южный Тянь-Шань). Верхняя конвектирующая геосфера представлена верхней частью «базальтового» слоя коры (3), «гранитно-метаморфическим» слоем коры (2), включающим палеозойский фундамент, и альпийской молассой (1), отделенной от фундамента поверхностью домезозойского пенеплена (6), деформированного в новейшее время. Нижняя геосфера включает астеносферу (5), надастеносферную относительно «холодную» мантию (4) и нижнюю часть «базальтового» слоя коры (3), отделенного от мантии поверхностью Мохоровичича (7). Стрелки (8) обозначают направление тектонического течения (по М. Г. Леонову)

Формирование хребта в Гиссаро-Алае (между Памиром и Тянь-Шанем) (по М.Г. Леонову)

В области орогенеза мощность литосферы увеличивается не только за счет деформации, но и за счет притока мантийного вещества из астеносферы в мантийную часть литосферы и в земную кору. В коре приток мантийного вещества выражается в виде флюидных потоков, интрузий, и эффузий — то есть внедрений магмы в верхнюю кору вплоть до излияния лав на дневную

поверхность. Эти процессы связаны с вещественными преобразованиями и течением глубинного вещества. Преобразование включает в себя полное или частичное плавление и метаморфизм, что влечет за собой увеличение объема и уменьшение плотности вещества. В целом увеличение мощности литосферы в областях орогенеза большей частью происходит за счет увеличения объема мантийной части литосферы, вызванное разуплотнением, а также нагнетанием вещества из нижележащей астеносферы.

#### Плюмаж

По плотностным неоднородностям в составе восходящих конвективных потоков выявляются плюмовые струи диаметром в сотни километров. Струи состоят из ячеек, поднимающихся волнообразно одна за другой. Ячейки обладают иным геохимическим составом и более высокой температурой, чем окружающая их мантия и поднимаются со скоростью 1-2 метра в год, что превышает скорость обычных восходящих потоков мантии (до 50см в год). Вершины плюмовых потоков расширены и имеют шляпообразную форму. При этом, как предполагается, головка или вершина плюмового потока горячее, чем ее хвост. Плюмы могут распадаться на несколько струй при прохождении границы нижней мантии с верхней и границы верхней мантии с астеносферой, но если только потоку хватит силы преодолеть эти границы.

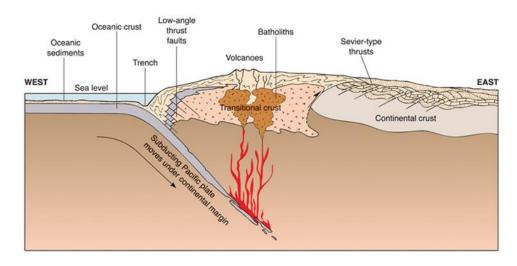
Плюмаж формируются, вероятно, на границе ядра и мантии на глубине 2900 км и на границе нижней и верхней мантии на глубине 660 км. Плюмы, поднимающиеся от границы ядра, более мощные по объему.

Остается невыясненным пространственное положение плюмовых струй во время движения. Струи или столбы скорей всего испытывают небольшие отклонения в своем вертикальном положении. Почти не подлежит сомнению отклонение верхней части плюма при прохождении астеносферы под давлением горизонтального астеносферного течения.

Время жизни плюмового потока допускается до 120 млн лет. В вопросах возникновения процесса плюмажа до сих пор остается много не ясного, но прослеживается прямая связь между плюмом и слэбом — то есть фрагментами литосферы, которые погружаются в мантию. В процессе субдукции океанических и реже континентальных плит фрагменты субдуцируемой плиты отрываются уже на некоторой глубине в мантии, затем

продолжают погружение до границы верхней и нижней мантии, где накапливаются и частично отклоняются вдоль границы с нижней мантией принимая горизонтальное положение. Часть слэбов продавливается в толщу нижней мантии и продолжает погружение до границ ядра. Например сейсмо-томографическими исследованиями зафиксировано положение одного из самых крупных слэбов планеты — тихоокеанской плиты Фараллон длиной 2800 км, которая погружается последние 100 млн лет под Северной Америкой и в настоящее время находится в нижней мантии.

Слэбы постепенно расплавляются, и такие скопления расплавленного материала снижают температуру плавления мантии инициируя плюмовый поток в порядке компенсации в составе общего восходящего конвективного течения. Кроме того, при отрыве в астеносфере нижней части слэба, в зону отрыва проникает магматический материал, стимулирующий мантийный магматизм. В результате лежащая над зоной отрыва литосфера, как правило, подвергается внедрениям магмы.



Погружение плиты Фараллон под Северную Америку с запада

Наиболее мощные плюмовые потоки способны проплавлять земную кору с выходом на поверхность в виде обширных и длительных вулканических извержений с излияниями лав в очень большом объеме. Такие крупные плюмы формируют на поверхности Земли вулканические плато. Плато Путорана в северной Сибири является одним из самых ярких примеров плюмового вулканизма на поверхности континентов. Сейчас наука пришла к выводу, что вулканические извержения, образовавшие это нагорье, были главной причиной всемирной экологической катастрофы, повлекшей массовое вымирание живых организмов в конце пермского периода

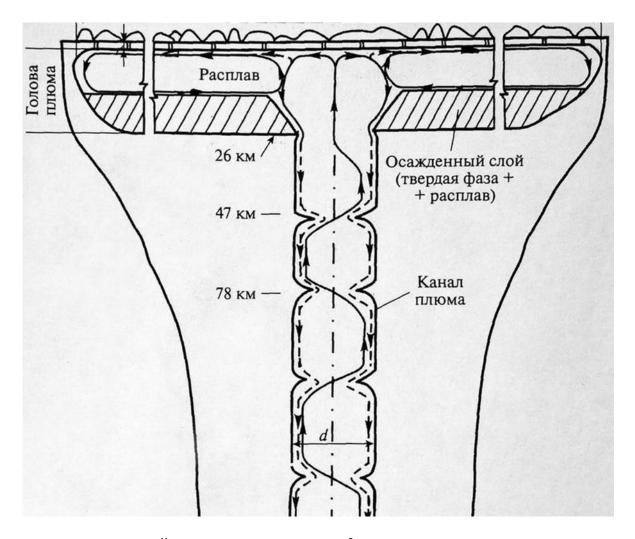
накануне триаса. Периодические излияния лав и осаждения вулканического пепла формировали мощные пласты плато в течение 160 000 лет. По примерным подсчетам тогда излилось и осело на земную поверхность около 5 млн. кубических километров пепла и лавы. Последующая речная эрозия довершила современный вид нагорья изрезанного каньонами с реками и водопадами. Путоранские базальты в геологии больше известны под названием «сибирские траппы».



Плато Путорана. Северная Сибирь. The Post

Траппы — это разновидность базальтов. Плюмовое происхождение имеет и плато Декан в Индии, тоже сложенное траппами. Траппы Декана изливались в конце мела и в эпоху эоцена палеогенового периода, и их мощность достигает 1800м.

Менее горячие, но достаточно крупные плюмовые струи не редко формируют интрузивные батолиты размером до сотен километров. Батолит, представляющий собой грибоообразную вершину такого плюма, сначала проплавляет земную кору, затем в значительной мере остывшая интрузия раздвигает приповерхностные толщи коры по специфичной и сложной схеме с выходом интрузивного тела на земную поверхность.



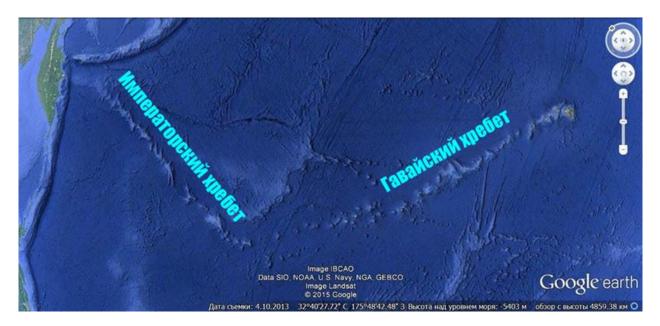
Вертикальный разрез плюма с вышедшим на земную поверхность интрузивным массивом. Стрелками показаны направления конвективных течений в канале и в голове плюма; d - ячейка канала плюма. «Параметры термохимических плюмов» А.А.Кирдяшкин, А.Г.Кирдяшкин, В.В.Гуров 2017

Однако большая часть плюмов не достигает ни поверхности Земли, ни земной коры, кристаллизуясь по мере остывания на разных глубинах в виде эффузивных или интрузивных массивов в зависимости от глубины застывания.

Проявления плюмового магматизма в океанах представлены значительно шире, так как океаническая кора тоньше и легче для проницания плюмовых струй. Плюмовый вулканизм на ложе океана может формировать плато (например, Таити), отдельные вулканы и вулканические горные цепи (Гавайи).

Прямая линия Гавайских островов и сопряженная с ними под углом цепь островов Императорского хребта протянулась на более чем 6000 км в северной части Тихого океана. Предполагается, что Гавайи и Императорский

хребет образованы при дрейфе океанической коры на запад над стационарно действующей плюмовой струей, периодически проплавляющей кору. Гавайский плюм начал действовать около 70 миллионов лет назад. Тогда океаническая плита двигалась на северо-запад с образованием Императорской цепи вулканов. Спустя 24 миллиона лет направление дрейфа плиты изменилось на западное — стала формироваться Гавайская цепь вулканов. Первые древнейшие гавайские вулканы сильно эродированы (разрушены) и представляют собой небольшие подводные горы. Молодые вулканы являются современными Гавайскими островами. Остров Гавайи или Биг-Айлэнд — крупнейший, самый восточный и соответственно самый молодой остров Гавайского хребта. Возраст вулканов Императорского и Гавайского хребтов убывает с запада на восток от конца мелового периода до 700 000 лет назад (остров — Гавайи).



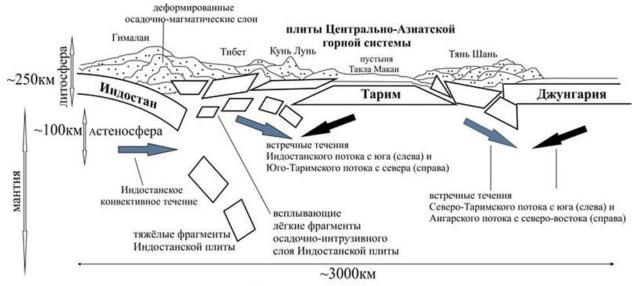
Однако существуют альтернативные гипотезы образования линейных вулканических цепей подобных Гавайским. Идея такова: такие структуры приурочены к зонам разломов, под которыми течение астеносферы, зависящее от вращения Земли, по мере движения формирует вулканы. Таково происхождение Восточно-Индийского хребта длиной 4,5 тыс.км, ранее представлявший собой цепь вулканических островов над разломом.

### Субдукция под континентами

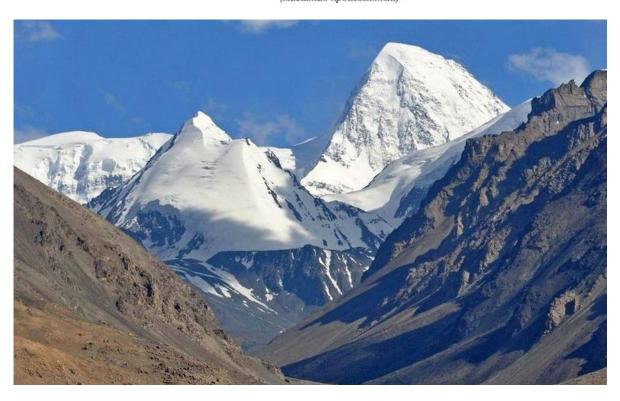
Очень важным следствием конвективных потоков в мантии является процесс субдукции. Субдукция — это погружение одной литосферной плиты под другую. Горообразование, приуроченное к процессу субдукции океанических плит, будет рассматриваться в разделе «Особенности орогенеза в океанах». В этой главе рассматриваются следствия погружения океанической и континентальной литосферы под континенты.

В общем, столкновение и субдукцию континентальных плит корректнее называть коллизией. Однако коллизия нередко сопровождается погружением части плиты в мантию аналогично процессам океанской субдукции. Так столкновение Индостанской плиты с Евразией в настоящее время сопровождается погружением некоторых фрагментов Индостана в мантию под Евразией, но в отличие от субдукции океанической литосферы, приводящей почти неизбежно к наземному вулканизму, погружение континентальной литосферы приводит К иным последствиям. столкновении континентальных плит происходит расслаивание. Например, погруженная часть Индостанской плиты, которая в настоящее время поддвинута под Гиндукуш и Памир и погружена до 600 километров, расслаивается по границе мантийной литосферы с корой. Литосферная мантия как более плотная опускается, а менее плотная кора поднимается. Фрагменты Индостанской коры поднимаются до подошвы литосферы Евразии под Тибетом и приподнимают этот регион. Поэтому в Тибетском нагорье, в отличие от сложно-смятых Гималаев слабо развита складчатость, но вертикальные смещения развиты широко.

Суммарное сближение Евразии и Индостана оценивается приблизительно в 2000 км со времени столкновения друг с другом этих литосферных плит около 50 млн. лет назад. За это время океаническая литосфера, двигавшаяся вместе с Индостаном, полностью субдуцировала под Евразию. Индостан перемещается на север благодаря Индостанскому конвективному течению в астеносфере, который в свою очередь подчиняется мантийному потоку в нижележащей мантии. Евразию двигают на юг менее мощные встречные течения: Ангарское со стороны Сибири и Казахстанское со стороны Казахстана.



Разрез литосферы по линии Индостан - Юго-восточный Казахстан (масштаб произвольный)



Гора Ахер Цаг Восточный (7014м) сложена архейскими породами. Гиндукуш. Пакистан. Фото автора

Субдукция океанической литосферы под континент почти во всех случаях сопровождается мощными процессами магматизма, в том числе наземным вулканизмом. Погружение в настоящее время тихоокеанских плит под западную окраину Южной Америки с образованием широкой (до 650 км) и протяженной (до 7800 км) системой Андских хребтов, является наиболее представительным примером субдукции океанических плит под континент.

Глубина погружения плит под центральной частью Анд достигает 600 км и убывает до 100 км на флангах. Соответственно физические и химические превращения океанической литосферы в недрах мантии под Андами в данное время находятся на различных стадиях.

Образование магмы кислого состава, то есть обогащенной окисью кремния (SiO2), является главным продуктом плавления океанической литосферы, потому как минералы с высоким содержанием кислорода и кремния, имея низкую температуру плавления, выплавляются первыми и зачастую единственными. Основным источником кислой океанической магмы являются морские осадочные породы, как правило, обладающие высоким содержанием кремнезема (окиси кремния). Капли кислого расплава под высоким давлением и ввиду своей легкости по сравнению с другими минералами океанической литосферы выжимаются наверх и постепенно формированием магматических очагов. сливаются, С Затем магма продолжает подниматься до континентальной плиты, которую может проплавить насквозь или пройти по разломам отчасти в свободном состоянии. Однако гранитный расплав изменяет свой геохимизм по пути верхней мантии имеющей основной состав, прохождения TO есть обедненный окисью кремния, а также при проплавлении континентальной литосферы в результате чего в Андах извергаются продукты вулканизма большей частью среднего состава. Анды в основном и состоят из лав, туфов (смесь вулканического пепла и обломков) и неизверженных эффузивных пород андезитового, то есть среднего состава.

Расплавление океанической литосферы при субдукционном погружении сопровождается не только образованием магмы, но и выделением газов и жидкостей — флюидов. Флюиды играют наиболее значимую роль в процессах магматизма. Расплавление пород в недрах континентов с образованием магмы — это почти всегда результат действия флюидов и прежде всего воды. (Процессы внутрикорового магматизма подробнее описаны в главе «Интрузивный магматизм»). Флюиды, вторгающиеся в континентальные толщи непосредственно из мантии или из магматических очагов, проплавляющих континентальную литосферу, расплавляют горную породу по той же схеме, что и в океанических плитах. Сначала выплавляются легкоплавкие минералы с их последующим отжимом наверх и дальнейшим формированием магматических очагов. Если кислые очаги застывают на глубинах до 3 км, то образуется полнокристаллическая, то есть интрузивная

порода, сплошь состоящая из хорошо видимых кристаллов. Если же магма продолжает подниматься в расплавленном виде дальше вверх вплоть до излияния на земную поверхность, то такая, застывшая в приповерхностных и поверхностных условиях магма, образует неполнокристаллические эффузивные породы с невидимыми глазу кристаллами, но часто с отдельными видимыми зернами минералов имеющих высокую скорость кристаллизации.



Граносиенит – интрузивная порода. Фото автора



Андезит – эффузивная порода. Фото автора

Магмы, образованные в условиях континентальной литосферы, имеют чаще всего гранитный состав. Вместе с тем существуют активные зоны субдукции, где нет вулканизма. Амагматическая субдукция связана с погружением в мантию океанических хребтов с утолщенной до 20-30км корой. Погружение такой обладающей океанической коры, повышенным объемом повышенной относительно неплотных коровых пород, а значит И плавучестью, сопровождается выполаживанием плиты и ее прижатием к противостоящей литосферной плиты. В результате взаимодействующими плитами выдавливается астеносферный слой, всегда присутствующий под океанической корой. Малые глубины погружения океанической литосферы и отсутствие частично расплавленной астеносферы способствуют прекращению магматических процессов.

### Механика горообразования

### Интрузивный магматизм

Повышение температуры и тектонические подвижки в земной коре, вызванные конвективным перемещением вещества в подстилающей сфере, становятся причиной активного корового магматизма. Однако магматические расплавы могут также вторгаться в кору непосредственно из мантии. В геологической истории нашей планеты такие внедрения мантийных расплавов нередко носили колоссальные масштабы катастрофическими последствиями.

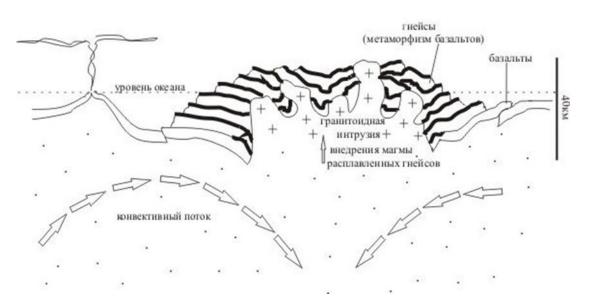
Магматические процессы начинаются и завершаются как внутри коры без выхода на земную поверхность, так и с выходом на поверхность в виде извержений. Широко распространенным, вулканических НО медленным процессом является проплавление коры магматическими массами, которые застывают на разных глубинах и в последующем могут тектоническими выдавливаться силами на земную поверхность постепенным сносом перекрывающих осадочных пород.

Магматизм делят на эффузивный (вулканический) и интрузивный (плутонический). При эффузивном магматизме расплавы застывают и кристаллизуются на небольших глубинах, вероятно, до 3км и выше вплоть до поверхности Земли при более низкой температуре вмещающих пород. По минеральному составу эффузивы очень близки к интрузивам и основное различие между этими группами пород заключается в их структуре. Кроме

того эффузивные породы прямо изливаются на земную поверхность в виде лавы или осаждаются в виде пепла и обломков при извержениях вулканов. Такие породы называют вулканогенно-осадочными или изверженными, а эффузивы, сформированные без выхода на поверхность – называют субвулканическими. Кристаллы эффузивов не имеют много времени для роста, поэтому в большинстве случаев они вырастают только до невидимых глазу размеров или вовсе не вырастают как в случае с вулканическим стеклом (обсидианом), когда лава застывает так быстро, что получается аморфная порода. Но очень часто среди такой массы невидимых кристаллов имеются хорошо видимые зерна минералов, кристаллизация которых протекает быстро и при сравнительно низких температурах. Эффузивную породу с отдельно видимыми зернами называют порфировой. Именно по широко распространенной порфировой структуре эффузивы нагляднее интрузивных пород, обладающих всего отличаются ОТ полнокристаллическим видом. Вся масса интрузивов состоит из хорошо видимых зерен минералов, имевших достаточное время и достаточную температуру для кристаллизации.

Существует относительно резкая физико-химическая граница, которая обуславливает достаточно четкое разделение интрузивных и эффузивных пород. Поэтому промежуточное состояние породы, при котором ее трудно отнести к интрузивам или эффузивам встречается довольно редко.

Магматические процессы на Земле начались с самой ранней истории, когда наша планета была покрыта сплошным океаном магматического расплава. На поверхности этого океана постепенно застывала тонкая кора базальтов и в какой-то момент стали формироваться гранито-гнейсовые купола – первые фрагменты коры, включавшие в свой состав интрузивные породы, обладавшие мощностью в 30-40км при сотнях километров в поперечнике. Гранито-гнейсовые купола, кроме того, являлись первыми горными сооружениями на Земле. Формировались они весьма экзотическим способом. Эти образования возникали в местах скучивания пластин первичной базальтовой коры над центрами схождения нисходящих конвективных потоков магматического океана, который покрывал всю Землю в архейском эоне около 4 - 3 миллиардов лет назад. Это были первые острова континентальной коры среди базальтового океана, названные гранито-гнейсовыми по своему петрологическому составу. В раннем архее образовалось около 40 групп островов, которые впоследствии объединялись в более крупные блоки — зародыши будущих континентов. Механизм формирования гранито-гнейсового купола архея складчато-интрузивный: В глубоких недрах (десятки километров) этой первичной континентальной коры под действием флюидов, температуры и повышенного давления при торошении пластин, базальты подвергались метаморфизму с превращением в гнейсы, а затем полному или частичному переплавлению с образованием очага гранитного расплава. Граниты легче вмещающих их метаморфических пород и поэтому всплывают. Всплыванию способствует и сдавливающее действие сходящихся конвективных потоков внешнего магматического океана. Гранитные интрузии, по мере своего всплывания, проплавляли нагромождения гнейса, занимая среди них центральную часть в виде гранитного массива, возвышающегося над концентрически надвинутыми друг на друга гнейсовыми пластинами. Классический архейский гранитогнейсов — края ядра, а гнейсы и сланцы — периферию купола.



Формирование гранито-гнейсового купола

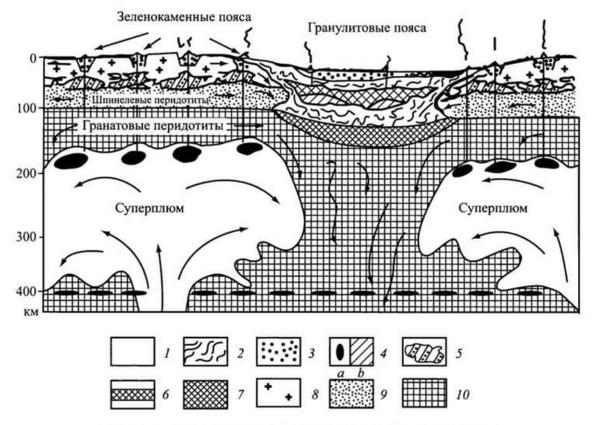
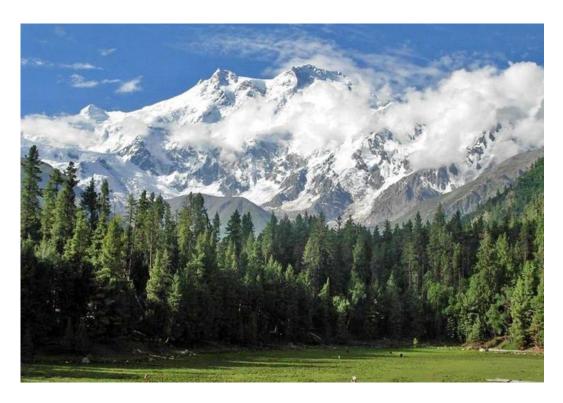


Рис. 7-6. Предполагаемая схема раннедокембрийской тектоники

1 – растекающиеся головные части мантийных суперплюмов;
 2 – области исходящих движений в мантии между суперплюмами, где формируются гранулитовые пояса;
 3 – осадочные бассейны;
 4 – магмогенерирующие зоны:
 в мантии (а),
 в гранулитовых поясах (б);
 5 – андерплейтинг под зеленокаменными поясами;
 6 – новообразованная нижняя кора в гранулитовых поясах;
 7 – гранатизированные шпинелевые перидотиты под гранулитовыми поясами;
 8 – древняя континентальная кора;
 9 – древние литосферные шпинелевые перидотиты

# Формирование зеленокаменного пояса. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. 2010

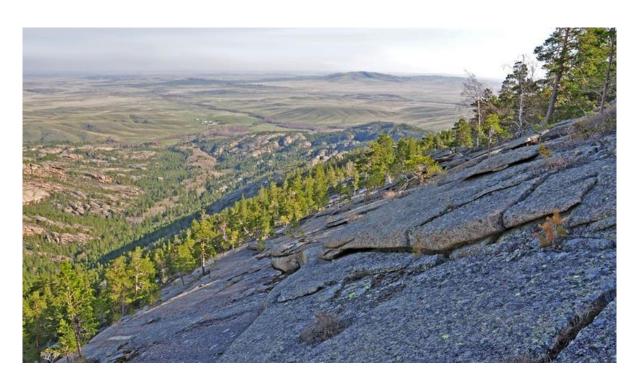
Такие купола формировались и в более поздние эры истории планеты по схеме примерно соответствующей вышеописанной. Однако гранито-гнейсовыми куполами называют также поднятия чисто тектонической природы образованные в зонах орогенеза на континентальных плитах. Такие купола целиком сложены гранито-гнейсом. Например, высочайшая вершина Западных Гималаев — Нанга-Парбат представляет собой гранито-гнейсовый массив, выдавленный наверх с глубин под давлением огромных масс пород нагроможденных при надвиге Индостанской плиты. Когда среди надвинутых пластов в результате сложных деформаций образовалось так называемое «тектоническое окно», то есть свободная от надвинутых пластов поверхность, тогда через это окно и был поднят Нанга-Парбат.



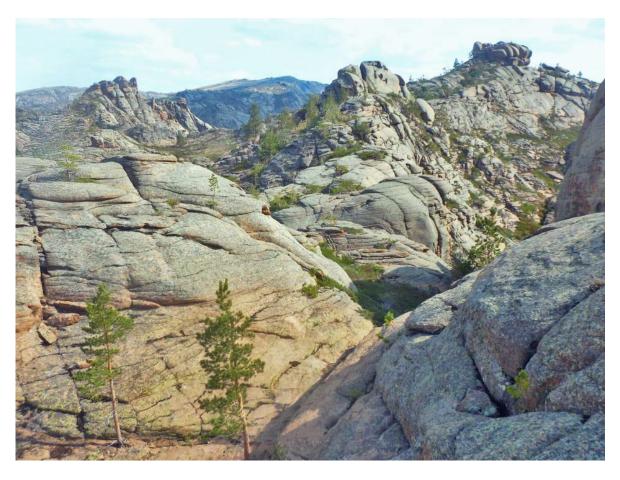
Нанга-Парбат. Западные Гималаи. Фото Manzoorahmad

Гранито-гнейсовые купола и валы широко распространены в архейских и протерозойских платформах Западной Австралии и Сибири. Встречаются купола и валы в зонах рифейских и палеозойских горных сооружений Урала и Аппалачей. Редкость этих купольных структур в молодых складчатых структурах объясняется, прежде всего убыванием теплового потока со временем (в архее он был в 4 раза выше современного).

Подвижность и проницательная способность гранитов ярко иллюстрирует эффект Седерхольма, который может наблюдаться на краях ядер куполов. Это явление проплавления гранитами конгломератов продуктов разрушения этих же гранитов. Такое возможно при ремобилизации, то есть при повторном разогреве и переходе в пластичное или даже расплавленное состояние гранитных масс. Ремобилизация гранитных расплавов, возможно, протекает на глубинах от 1км и глубже. При ремобилизации гранитные массы могут подниматься по ослабленным зонам земной коры, каковыми являются пересечения тектонических разломов, в результате чего гранитные горы появляются иногда в неожиданных местах. Например, посреди обширных степей Центрального Казахстана наряду с палеозойскими вулканическими нагорьями и отдельными древними палеовулканами, имеют распространение гранитные горы и отдельные вершины, эффектно поднимающиеся над равниной.



Каркаралинский гранитный массив в Центральном Казахстане. Фото автора



Гранитные горы Кызыл Арай. Центральный Казахстан. Фото автора

Гранитные и реже гранодиоритовые и диоритовые массивы (батолиты) слагают значительную часть горных районов мира, образуя самый

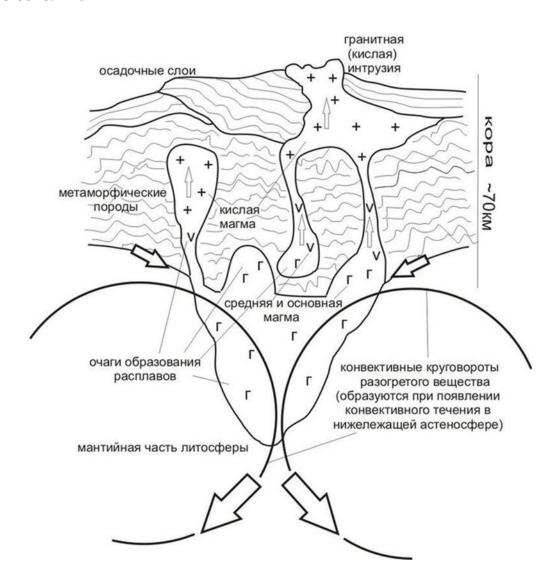
распространенный тип гор на континентах — складчато-интрузивный. В настоящее время горы этого типа образуются по следующей схеме: В нижней мантийной части литосферы возникает пара конвективных круговоротов со встречными друг к другу потоками, образуя валиковую систему. Эти валиковые круговороты, в своей верхней части, сдавливают и деформируют массы горных пород коры, в результате чего на земной поверхности образуется вздутие в виде гор, а под вздутием, в нижней части аналогичное утолщение образуется или ПО геологической терминологии – корни гор. При дальнейшем движении конвективного круговорота, а значит при дальнейшем повышении температуры, под горным массивом начинается явление анатексиса или образование магматического (обычно гранитоидного) расплава, который по мере своего выдавливания наверх, аналогично интрузивному процессу в гранитогнейсовых куполах, проплавляет окружающие породы, остывает кристаллизуется. Движение интрузии наверх по мере остывания кристаллизации не обязательно останавливается. Интрузивные массы могут продолжать путь наверх в твердом, но в достаточно пластичном состоянии и относительно охлажденными, проплавляя и приподнимая перекрывающие осадочные пласты, которые постепенно смываются с интрузивного массива. Через некоторое время на поверхность выходят батолиты в виде гранитных гор.



Гранитные дайки в андезитовых толщах. Бектау Ата. Центральный Казахстан. Фото автора

Такие процессы происходили главным образом в архее, протерозое и палеозое. В кайнозойскую эру при горообразовании почти всегда на поверхность выходят уже ранее образованные древние граниты. В этих случаях явление анатексиса может и не происходить, а готовые интрузивные массивы будут точно так же выдавливаться к дневной поверхности в результате тектонического.

Выдавливание гранитных батолитов на поверхность с глубин меньше одного километра происходит, вероятно, в основном за счет сдавливающих тектонических сил. На глубинах в сотни метров проплавление гранитами окружающих пород уже скорей всего невозможно — охлажденная и застывшая верхняя часть интрузивного тела должна стопорить всплывание всего батолита.



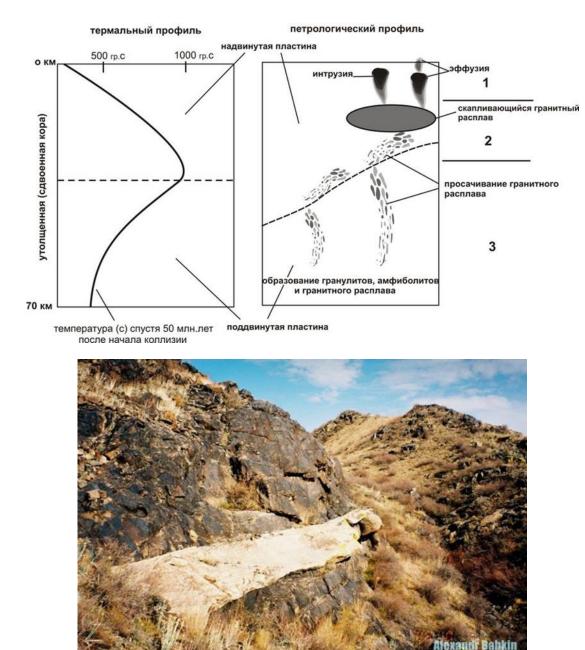


Гранитные горы Уосатч. Юта. США. Фото автора

Анатексис происходит чаще всего на глубине от 5км и глубже до границы с астеносферой. Горные породы плавятся под действием прямых внедрений магмы из нижележащей астеносферы, при повышении температуры из-за трения блоков коры при тектонических подвижках, а также под действием флюидов имеющих мантийное происхождение, в том числе воды, в присутствии которой понижается температура плавления горных пород на десятки и сотни градусов — одно только появление свободной воды в глубоких недрах может привести к частичному плавлению пород. Внедрение флюидов и порций магмы разного геохимического состава приводят к глубоким химическим и физическим изменениям горных пород с образованием чаще всего гранитных расплавов.

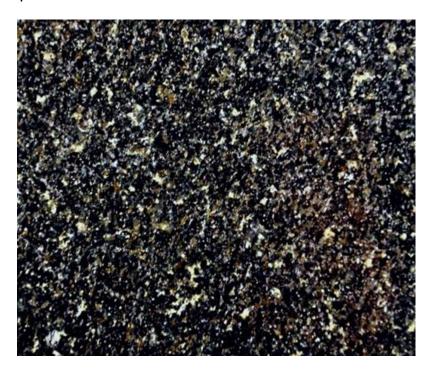
Все вышеуказанные причины часто сочетаются. Плавление пород при анатексисе проходит частично и избирательно. Сначала при температурах 660-740° С и при давлении 2000 бар выплавляются минералы кварцполевошпатового состава, то есть наиболее легкоплавкие минералы. Если температура повышается, то порода может расплавиться полностью. Первые выплавленные капли жидкой фазы выжимаются наверх под действием давления, в результате чего постепенно скапливаются магматические очаги, обогащенные кварцем и полевыми шпатами, то есть образуется магма гранитного (кислого состава). Выжимаемый расплав фильтруется вверх со скоростью от нескольких сантиметров до нескольких метров в год.

Кроме того, при анатексическом плавлении под действием флюидов, которые как правило обогащены кислородом и кремнием ввиду высокой подвижности и химической активности этих элементов, происходит химическое замещение исходного состава горных пород минералами с высоким содержанием кварца (SiO2) и таким образом происходит гранитизация корового вещества. Расплав гранитного состава может получаться за редкими исключениями из любых осадочных, магматических и метаморфических пород. Расплавы других химических составов (средний, основной, ультраосновной) при анатексисе образуются значительно реже.



Слой гранита (силл) выдавленный между осадочными слоями. Джунгарский Алатау. Юго-восточный Казахстан. Фото автора

Важной особенностью магмы является ликвация. Ликвация представляет собой процесс разделения магмы на расплавы с различным химическим составом температуры. Из расслоившихся при понижении соответственно кристаллизуются и различные по составу породы. В магматическом очаге при спокойной обстановке с постепенным падением температуры, происходит последовательная дифференциация минералов. Сначала в жидком состоянии осаждаются более тяжелые химические соединения. Затем, когда начинается кристаллизация расплава, первыми осаждаются тяжелые кристаллы с высокой температурой кристаллизации, одновременно высокотемпературные легкие кристаллы всплывают наверх. Потом дифференцируются низкотемпературные минералы. В результате в низах магматического очага скапливается тяжелый расплав основного состава, в средней части – расплав среднего состава, а в верхах – расплав кислого состава. Чаще всего из основных расплавов образуются эффузивные базальты или интрузивные габбро – породы большей частью черного цвета, из средних расплавов эффузивные андезиты или интрузивные диориты чаще всего серого цвета, из кислых – светлые эффузивные риолиты или интрузивные граниты.

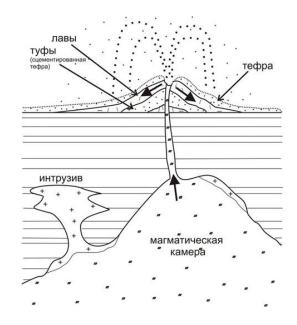


Лабрадорит из семейства габброидов. Фото автора

### Вулканизм

Магматические процессы происходят и завершаются как внутри коры без выхода на земную поверхность, так и с выходом на поверхность в виде вулканических извержений. Вулканизму, которым под здесь подразумевается приповерхностные надповерхостные И явления способствуют тектонические нарушения магматизма, толщи коры. Образование вулканов – это проявление эффузивного магматизма, то есть активного действия магматических расплавов при выходе на земную поверхность. В зоне спрединга срединно-океанических хребтов кора имеет минимальную мощность (иногда до нулевой) и здесь излияния магмы повсеместны. Но что способствует магме сохраняться в расплавленном виде на материках вплоть до их поверхности?

Вулканизм, как и интрузивный магматизм, связан с флюидами – потоками горячих газов и жидкостей из недр. Флюиды способствуют разуплотнению и подъему глубинного вещества, которое в результате понижения давления начинает частично плавиться, образуя очаги магматических расплавов. Образование расплавов может происходить на глубинах до 400 км. Не менее важным условием, вызывающим излияние магмы на поверхность является, по-видимому, давление вышележащих пород, превышающее нагрузку столба. магматического Третье важное условие дестабилизация района проявления вулканизма. Тектонические разломы являются каналами, подводящими к поверхности вулканические расплавы и газы. Магмы, питающие вулканы образованы, как правило, при частичном плавлении горных пород.



Сначала расплавляются наиболее легкоплавкие минералы, содержащие кремнезем (SiO2), в том числе и сам кварц. Когда расплавляется около 5% породы, расплав начинает выдавливаться вверх из межзернового пространства. Расплав собирается в линзы (магматические очаги) в течение десятков тысяч лет. Когда магматический очаг достигает нескольких километров в поперечнике, магма способна продолжить путь наверх при тектонических нарушениях вмещающих пород. Этот процесс обычно длиться более 100 000 лет.

Скопления магмы, откуда расплав может непосредственно изливаться на поверхность Земли, называется магматической камерой. Однако не все магматические камеры могут стать источниками извержений. Нередко расплавы камер застывают в приповерхностных условиях без выхода наружу. Минимальная глубина залегания магматических камер может составлять 200 метров; максимальная — вероятно, 15 км.

По мере подъема магмы ее химический состав часто изменяется: магмы из разных источников могут смешиваться; магматические расплавы по мере подъема захватывают обломки вмещающих пород другого состава или переплавляют вмещающие породы.



Смешивание магматических расплавов кислого и основного состава происходит с большим затруднением. Палеозой. Тянь-Шань. Фото автора

Также застойные расплавы в магматических камерах расслаиваются по минералогическому составу: по мере остывания сначала кристаллизуются и оседают на дно камеры минералы с самой высокой температурой плавления, как правило, это минералы обедненные кремнеземом; в последнюю очередь кристаллизуются минералы с самой низкой температурой плавления и соответственно с самым высоким содержанием кремнезема. Так образуется расслоенное магматическое тело, где в низах сосредоточены породы основного состава, обедненные кремнеземом, в середине – породы среднего состава, а в верхах – кислые породы.

На глубине менее 1км магма не может удержать более 1% растворенной в ней воды. Тогда вода начинает отделяться от раствора в виде пузырьков газа различного размера — первоначальные микроскопические пузырьки по мере подъема объединяются в газовые камеры размером до десятков метров.



Газовые пузыри в породах пермского периода. Катутау. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора

Большая часть воды и углекислого газа выделяется на глубине нескольких километров. Большая часть двуокиси серы, еще одного распространенного вулканического газа, выделяется на глубине менее 1км. При особо высоких концентрациях газа могут происходить чисто газовые извержения, однако подавляющая часть вулканических газов выходит на поверхность с лавой и пеплом или в периоды между извержениями.

### Вулканы классифицируются по строению и возрасту.

Классификация по возрасту: действующие — извергающиеся или выделяющие горячие газы и воды в последние 12500 лет;

условно-потухшие — не проявлявшие активности в последние 12500 лет, но сохранившие свои внешние формы;

потухшие — полуразрушенные, не проявлявшие активности в течение последних 100 тыс. лет;

палеовулканы — вулканы, наземные постройки которых полностью уничтожены, но на поверхности сохранились эффузивные тела их магматических камер в виде небольших сопок; подводящие каналы этих древних вулканов могут быть нарушены тектоническими разломами или уничтожены внедрениями более поздних интрузий и эффузий. Возраст палеовулканов — от сотен тысяч до сотен миллионов лет.



Палеовулканы карбонового периода. Центральный Казахстан. Фото автора

<u>Классификация по строению:</u> у **вулканов центрального типа** извержение происходит через жерло — трубообразный канал, по которому магма подводится от вулканической камеры к поверхности. Жерло выходит на поверхность в центре кратера — впадины на вершине вулканического конуса. От главного жерла могут ответвляться второстепенные каналы, давая начало боковым кратерам.



Вершина горы Мауна Кеа с боковыми кратерными конусами на острове Гавайи. Фото автора

При извержениях вязких лав и выбросов твёрдых продуктов формируются вулканические конусы. Вулканические конусы могут быть как правильной округлой или овальной формы, так и бесформенными.

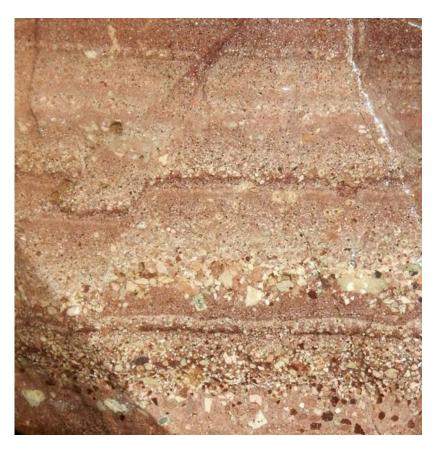
При спокойных излияниях базальтовых лав образуются плоские **щитовые** вулканы.

**Вулканы трещинного типа** связанны с зияющими разломами, по которым поступает магма. При взрывных извержениях по разлому могут образовываться рвы длиной в десятки километров.

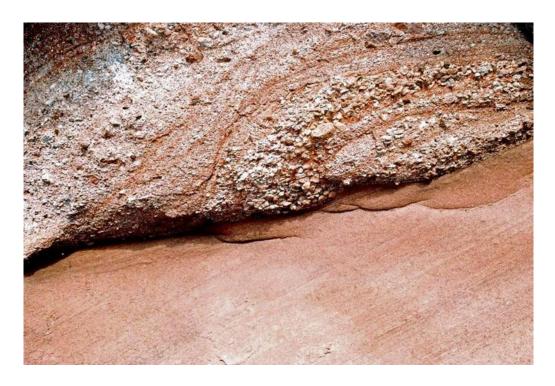


Трещинное излияние лавы на Гавайях. Wired.com

Классификация продуктов вулканических извержений: Твердые – или пирокластические породы разделяются на эндокластиты, образующиеся при выбросе и застывании брызг лавы в атмосфере, и экзокластиты, образующиеся из твердых вулканических пород. По размеру обломков они делятся на вулканические бомбы (обломки размером более 5см), лапилли (обломки от 2 до 5см), песок и пыль. Песок и пыль объединяются термином вулканический пепел. Все изверженные рыхлые продукты объединяются термином тефра. Туф это сцементированная тефра, есть литифицированная порода. Застывшая лава, с включениями различных обломков называется – туфолава.



Слои туфов. Карбоновый период. Южный Казахстан. На вулканическое происхождение породы указывает одновременное нахождение угловатых и окатанных обломков. Фото автора



Лава внизу и туфолава сверху. Пермский период. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора



Туфолава. Карбоновый период. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора

Вулканические бомбы могут достигать нескольких метров в поперечнике. Образуются они из жидкой лавы и из твердых пород, выброшенных из кратера. Классическая вулканическая бомба имеет веретенообразную или каплеобразную форму, образованную при выбросах жидких лав. Веретенообразная форма возникает из-за быстрого вращения обрывка жидкой лавы во время полёта.



Вулканическая бомба. Аргентина. Фото Sergio Minchiotti



Вулканические обломки в массе лавы. Пермский период. Казахстан. Фото автора

**К жидким продуктам извержения** относится лава различной вязкости. От степени вязкости зависит и скорость течения лавы. Магма от лавы отличается своим пространственным положением: магматический расплав, находящийся в недрах — это магма; расплав, уже излившийся на земную поверхность и интенсивно выделяющий газы — это лава.

Излияния лав подразделяются на три вида — эффузивные излияния, то есть спокойные излияния без взрывов; эксплозивные — взрывные, обусловленные быстрым выделением газов; и экструзивные при которых вязкая лава медленно выдавливается.



Поток лавы на Гавайях. Фото Phil Degginger



Пик Сан-Томе на острове Сан-Томе у западного побережья Африки. Пик представляет собой экструзию, выдавленную из жерла вулкана. Фото Christian Goupi



Застывшая базальтовая лава на Гавайях. Фото автора

Газообразные. При вулканических извержениях выделяются главным образом пары воды, углекислый газ, водород, азот, аргон, окислы серы (SO2, SO), HCl, CH4 и другие газы. Температура вулканических газов изменяется от первых десятков градусов до более тысячи. Вулканические газы имеют как изначально глубинное (ювенильное) происхождение, так и постороннее – когда различные флюиды из окружающих горных масс проникают в магмовыводящие каналы или самостоятельно выходят на поверхность в районе вулкана под разогревающем действием магмы.

Кроме того, вода может поступать в недра вулкана с земной поверхности и выходить обратно в виде газа и горячей воды, в том числе через гейзерные источники.



Выход паров воды дождевого происхождения в районе действующего вулканического кратера на Гавайях. Фото автора

Разные газы имеют разную растворимость в магме. В базальтовой магме газы хорошо растворяются, и тогда излияния лавы проходят без взрывов — выделение газов происходит спокойно. Например, спокойно излившиеся базальтовые гавайские лавы часто имеют вид «бизе» — сильно пористой пузырчатой массы. Это объясняется хорошей растворимостью газов в базальтах и высокой температурой базальтовых лав. Высокая температура при этом способствует разливам лавовых потоков на большие расстояния и образованию щитовидных вулканов.

В магмах среднего и кислого составов с повышенным содержанием кремнезема газы плохо растворяются и при первой возможности выделяются очень интенсивно – взрывообразно.

Благодаря высокому содержанию флюидов базальтовые лавы сохраняют подвижность при температурах 600-700 гр.С; андезитовые (средние) лавы застывают уже при 750 гр.С. Наиболее вязкими являются кислые дацитовые и риолитовые лавы.

Если температура лав низкая и вязкость лав высока, то при давлении газов может происходить экструзия — выдавливание лав. Обломки пород при извержении, могут быть выброшены до высоты 8км; пепловые тучи поднимаются до высоты 60 км и распространяются от места извержения на тысячи километров, при этом двуокись серы вулканических туч смешивается с водой, образуя капли серной кислоты диаметром менее микрометра. Эти сернокислые аэрозоли годами остаются в атмосфере.

Обрушение какой-либо части вулканического конуса часто сопровождается оползневым потоком смеси пепла и более крупных обломков с газами высокой температуры, получившим название палящая туча или пирокластический поток — это особо зрелищное и опасное явление. Пирокластический поток развивает скорость до 100 км в час. При осаждении материала потока частицы из-за высокой температуры спекаются друг с другом.



Пирокластический поток. Фото Albert Garcia

**Жерло** — магмоподводящий канал вулкана. Иногда канал меняет свое положение, в результате чего вулкан может иметь несколько каналов каждый со своим кратером, при этом все каналы могут быть одновременно действующими. Каналы часто оперяются дайками — трещинами заполненные застывшей магмой.



Спуск в жерло вулкана в Исландии. Фото Hans Strand

**Кратеры образуются при взрывном выходе вулканических продуктов из жерла.** Мощные извержения могут разрушить верхнюю часть жерла и

увеличить размеры кратера. Высота края кратеров может увеличиваться изза выбросов и осаждения пепла. Дно кратера может просесть в результате опустошения внутренней части вулкана. Когда опустошению подвергается вся магматическая камера, тело вулкана может обрушиться или просесть в недра пустой камеры с образованием кальдеры – округлого провала, диаметром в несколько километров, находящегося ниже или примерно на одном уровне с окружающей земной поверхностью. Образование кальдер сопровождается мощнейшими редко извержениями. образовании Йеллоустоунской кальдеры в штате Вайоминг было выброшено более 6000 кубокилометров лавы – не только из центрального жерла, но и из кольцевого разлома, окаймляющего кальдеру. Кальдеры приподниматься с образованием купола по мере наполнения магматической камеры расплавом.



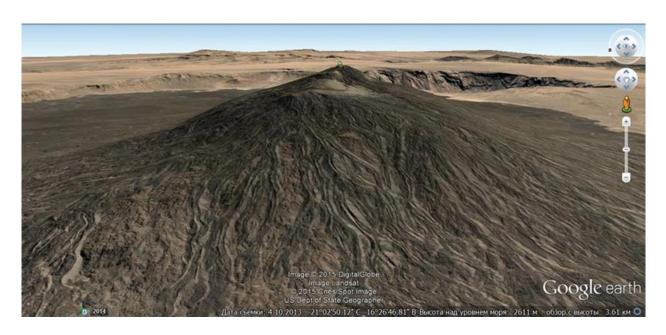
Кратер вулкана Ньйирагонго. Центральная Африка. Фото Empowersafrica.org



Кальдера на Азорских островах. Северная Атлантика



Извержение в Андах. Фото Diego Spatafore



Лавовые потоки вулкана Тусиде. Сахара



Лавовая труба. Когда внешняя часть лавового потока затвердевает, внутри потока жидкая лава может образовать тоннели. Гавайи



Пахоэхоэ (канатные лавы). Текущая лава покрывается коркой и во время движения волнообразно сморщивается. «Волны» при дальнейшем движении сбиваются и выглядят как уложенные канаты. Гавайи



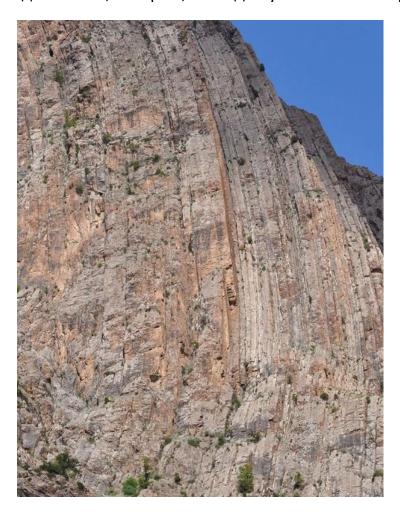
Подушечные лавы. При излиянии лавы в воде происходит быстрое застывание поверхности лавовых потоков, что приводит к образованию трубоподобных форм, внутри которых продолжает двигаться расплав. Выдавливаясь из такой «трубы» в воду, порция лавы приобретает подушечную форму. Внутренняя часть «труб», продолжая некоторое время оставаться в расплавленном состоянии, сплющивается под действием веса следующих порций лавы. Оман. Wm.edu

## Складчатость земной коры

Складчатость в земной коре – это совокупность процессов деформации горных пород с образованием складок и сопутствующих им перемещений блоков горных пород по разрывным нарушениям. Конвективные потоки в мантийной литосфере, подстилающей земную кору, являются непосредственной и основной причиной процессов складчатости. Разные скорости перемещения масс горных пород в пластичной мантии и в хрупкой коре создают напряжения, переходящие в пластичные и разрывные деформации коры. Однако в настоящее время большинство равнин тоже сложено пластами, смятыми в складки. Дело в том, что эти складчатые выровненные поверхности большей частью представляют собой результат разрушения гор. При этом продукты разрушения смываются водными потоками с заполнением близлежащих впадин, если такие имеются. Выравнивание гористых ландшафтов называется денудацией. Несмятые отложения древнее мезозойской эры встречаются редко. Например, горизонтальное залегание слоев кембрия, девона, карбона и перми на Колорадском плато – явление для нашей планеты очень редкое. Избежать деформации горным породам в течении геологически длительного времени удается редко.

Складчатость может формироваться в результате столкновения литосферных плит или внутриплитного давления из-за сжимающих сил встречных или односторонних конвективных потоков. Встречные конвективные потоки, как правило, вызывают в верхней коре интенсивное горообразование.

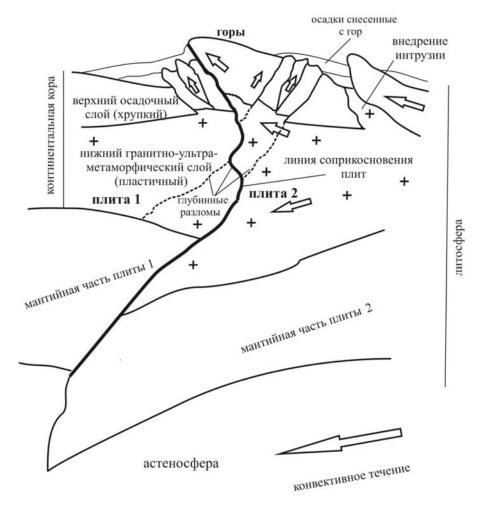
Породы сминаются в складки при гравитационном сползании слоистых отложений возвышенностей; поднятие соляных куполов СКВОЗЬ перекрывающие их отложения также сопровождается смятием. Существуют складки и других генезисов, но имеющие весьма ограниченное развитие. Гравитационные складки имеют особое происхождение. В некоторых случаях в результате роста горного сооружения слои горных пород начинают сползать со свода гор, сминаясь в складки. Такие складки имеют распространение, например, в Альпах. Пластичной деформации горных пород без разрывных нарушений способствуют очень медленные процессы давления в одном направлении, а также высокая температура. Сжатие – самая благоприятная обстановка для складкообразования. Вертикально сжатые складки – не редкость, а распространенное явление. Вертикальное положение пластов пород — это самое устойчивое положение при горизонтальных давлениях, которые, господствуют в земной коре.



Вертикальная складчатость. Зерафшанский хребет. Таджикистан. Фото автора



Складчатость в Иране



Деформации пород при столкновении (коллизии) тектонических плит

Любые породы способны сминаться, даже самые твердые – необходимо только время и постоянное давление. При этом давление не обязательно должно быть высоким. Вспомните, как трава раздвигает Прерывистое давление малоэффективно, потому что тело подверженное кратковременной нагрузке сначала испытывает упругую деформацию, во время которой молекулы не успевают изменить свое пространственное положение внутри тела, и при снятии давления вещество сразу стремится занять свое прежнее положение. При длительных нагрузках упругая деформация тела переходит в пластичную, при которой идет перемещение вещества внутри породы с нередкой перекристаллизацией. Складчатость образуется благодаря свойству породы пластично деформироваться, то есть при нарастающей деформации сохранять свою новую форму. Повышение скорости деформации приводит к проявлению хрупких свойств породы с образованием разрывных нарушений самого разного характера. При исчерпании потенциала пластичных свойств (например, при сжатии пластов в вертикальные пачки) порода может деформироваться только с разрывными нарушениями.

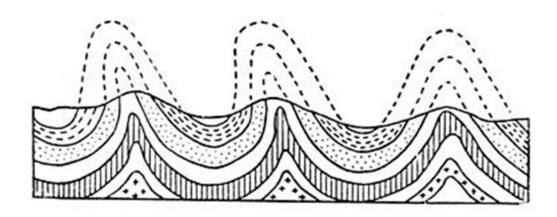


Складка на Памире. Фото автора

Складки регионального горизонтального сжатия, характеризующиеся линейностью распространенные складки. Равномерное самые распределение антиклиналей (выпуклых складок) и синклиналей (вогнутых складок) и согласная ориентировка осей складок указывают на региональное воздействие тектонического давления направленного перпендикулярно осям складок. Антиклинали и синклинали имеют не равноценное развитие. В горизонтальных обнажениях разрезы синклиналей занимают главенствующее положение. Синклинали обычно шире, их крылья более пологие. Вызвано это направлением развития складок – синклинали изгибаются вниз, преодолевая сопротивление нижележащих пластов; антиклинали изгибаются вверх, не встречая сопротивления и нередко крылья антиклинали смыкаются.



Чередование синклиналей и сильно-сжатых антиклиналей. Каратау. Южный Казахстан



Разрывные структуры имеют следующую классификацию: сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы (шарьяжи).

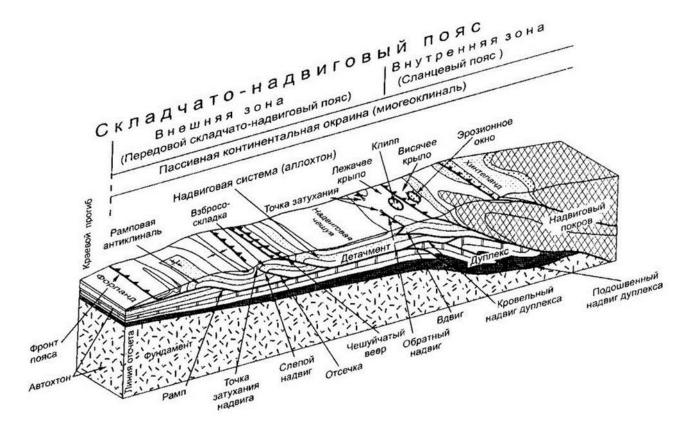
Надвиги по строению и генезису близки к взбросам, но амплитуда их перекрытия противостоящего блока значительно больше, чем при взбросах, и в своем большинстве надвиги ориентированы полого.



Надвиг вулканитов на осадочные отложения в районе каньона Чарын. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора



Складчатость в Западном Кунь-Луне. Китай. Фото автора

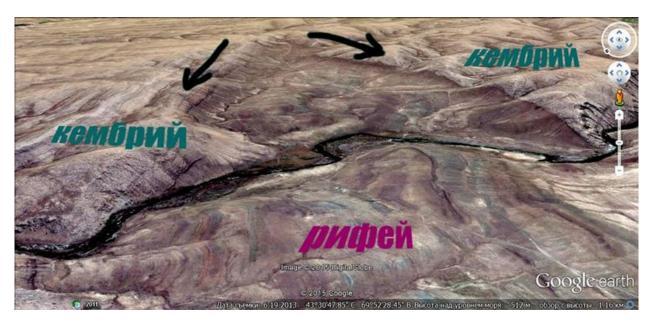


Тектонические покровы или шарьяжи. Тектонический покров представляет собой горизонтальный пологий крупный надвиг большой площади с амплитудой перемещения по перекрываемому субстрату от нескольких километров до нескольких сотен километров. Покровы возникают и развиваются в той или иной мере во всех горных складчатых системах. Покровы могут смещаться по нескольким параллельным поверхностям срыва (поверхность, по которой идет перемещение покрова). Покровные структуры разделяют на перемещенные массы, называемые аллохтонами, и на не перемещенное основание, называемое автохтоном. Аллохтон от автохтона отделен поверхностью срыва или перемещения. В процессе смещения аллохтон часто распадается на отдельные пластины, что приводит к параллельному и одновременному смещению нескольких пластин. В сложных случаях расщепляются и автохтоны. То есть сами автохтоны становятся перемещаемыми пластинами, образуя второй уровень покрова. В вертикальном разрезе такой покров предстает в виде многоэтажного пакета разновозрастных пластин. По поверхности смещения при движении аллохтона образуются тектонические брекчии, мощностью до сотен метров, но известны покровы, отделенные от автохтона тонкими поверхностями трения.

Перемещаемые пластины нередко сохраняют свою целостность, если даже они представляют собой горное сооружение. Так перед нами предстает удивительное зрелище передвижения гор по равнине.

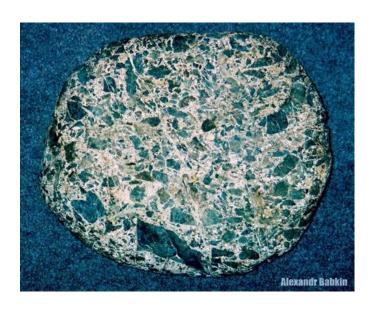
Образованию шарьяжей способствует пластичность пород перемещаемого аллохтона — обычно это осадочные образования, и жесткость фундамента — автохтона — обычно это древние (протерозойского и палеозойского возраста) метаморфизованные и магматические толщи. Но комплексы чаще испытывают усложнения: среди них появляются различного вида складки; развиваются надвиги и сдвиги, разрывающие пластины на отдельные части.

Область, откуда начинается перемещение покрова, устанавливаются по сходству пород аллохтона с породами, находящимися в неперемещенном состоянии в тылу покрова. Тело покрова может быть частично или полностью удалено эрозией. Эрозия может обнажить породы автохтона. Такие участки автохтона, окруженные породами аллохтона, называются тектоническими окнами. Нередка и обратная ситуация — на поверхности автохтона в виде останцев сохраняются отдельные фрагменты аллохтона.



Тектоническое окно. Покров кембрийских отложений (аллохтон) перемещается по рифейскому субстрату (автохтон). Каратау. Южный Казахстан

Перемещение аллохтона сопровождается образованием в его фронтальной части меланжа — тектонической смеси разрушенных пород различных фракций — от глины до глыб.



Тектоническая брекчия (меланж)

Особым типом покровов являются **офиолиты** — пластины океанической литосферы, надвинутые на материки. Хотя океаническая литосфера тяжелее и находится, как правило, ниже «дневной» поверхности континентов, в особых случаях она надвигается на материки, избегая субдукции — своей обычной судьбы.

По происхождению покровы делятся на две категории: гравитационные и компрессионные (сжатия). Гравитационные покровы представляют собой огромные оползни. Они образуются в условиях сильно расчлененного тектонического рельефа и осложнены каскадом гравитационных складок. Особенно грандиозен покров в районе Гибралтарского пролива, между Бетской Кордильерой в Испании и хребтом Эр-Риф в Марокко. Здесь покровы распространились по дну океана на 500 км к западу от пролива и достигают глубины 4км. То есть блоки континентальной коры сползли на кору океана.

Часть покровов относится к категории компрессионных покровов, возникающих в результате горизонтального перемещения и ныряния или поддвига материнской (корневой) плиты аллохтона под автохтонную плиту. Во время поддвига под автохтон с корневой плиты аллохтона срезаются пластины тектонического покрова, которые и наезжают на поверхность противостоящей плиты. Компрессионные покровы образуются в условиях сильного и обширного сжатия. Такие условия характерны для регионов, находящихся над мощными конвективными потоками в астеносфере или мантийной литосфере. Компрессионные покровы широко развиты в

Североамериканских Кордильерах, с амплитудой перемещения до нескольких сот километров. Их происхождение связано с поддвигом континентальных и океанических плит под западную границу древнего континента Лаврентия. Сама Лаврентия вместе с океанической плитой, лежащей к западу от Срединно-Атлантического хребта, также движется, но уже навстречу Кордильерам, согласно весьма протяженной системе встречных конвективных потоков.

Глубина срезания покровов с погружаемой плиты и соответственно их первоначальная мощность варьирует от 1,5 до, примерно 4км. Скорости движения покровов рассчитаны приблизительно. Так для покровов Западных Карпат, имеющих горизонтальную амплитуду в 80-90 км, время смещения предполагается от 4 до 15 млн лет при средней скорости от 6 до 12 мм в год. Наибольшие скорости смещения у гравитационных покровов – 20-40 мм в год. Смещение аллохтонов происходит не плавно, а прерывисто. В целом установлено, что процессы тектонических деформаций на планете, как и связанные ними процессы регионального метаморфизма гранитообразования непрерывно-прерывистые, имеющие отдельные фазы тектонической активности С периодами относительного Продолжительность фаз деформаций, оценивается в 3-5 млн лет. Эти фазы концентрируются в эпохи деформаций продолжительностью порядка 15 - 20 лет, разделенные относительно спокойными И длительными промежутками времени по 30 - 40 млн лет. Кроме того выяснено, что продвижение вверх фронта гранитного магмообразования осуществляется всегда после складчатости.

В образовании покровов, как и при других видах деформаций слоистых толщ, большое значение имеет внутрипоровое давление воды, уравновешивающее вертикальную нагрузку и способное удержать пластины покровов в полувзвешенном состоянии, что значительно облегчает скольжение покровов по субстрату. Таким образом, развитые складчатые горы представляют собой очень сложное сочетание складок, надвигов, сдвигов, покровов зачастую осложненное интрузиями.

Поверхностному взгляду такие горные сооружения предстают в виде беспорядочного нагромождения блоков горных пород присыпанные по периферии рыхлыми отложениями. Однако эти гористые нагромождения в

своем развитии обладают последовательностью и, в некоторой мере, упорядоченностью.

Классический горный хребет складчато-интрузивного типа развивается по следующей схеме: В астеносфере возникают конвективные повышенной температуры способные вызвать конвективные круговороты в литосфере. Сначала образуется горизонтальный веретенообразный круговорот, деформирующий вышележащую кору. На земной поверхности это проявляется в виде образования складок, но пока без значительных нарушений. Затем, опускающейся стороной тектонических над конвективного круговорота, формируется неглубокая линзовидная впадина, перпендикулярная направлению конвективного течения – геосинклиналь. То есть с одной стороны круговорот приподнимает и смещает массы горных пород (над поднимающимся конвективным течением), а с другой втягивает в недра. Через какое-то время, вероятно, от нескольких тысячелетий до нескольких миллионов лет, по мере продвижения астеносферного потока и дальнейшего разогрева следующего отрезка литосферы, следующий конвективный круговорот со встречным первому круговороту направлением перемещения. Этот процесс может продолжаться и дальше, образуя парные валиковые системы. Над сходящимися круговоротами хребты, образуются a над расходящимися межгорные долины. Геосинклиналь, таким образом, оказывается над областью контакта встречных потоков двух круговоротов. При этом геосинклинальная впадина увеличивается вглубь и вширь, но только до определенного предела. По мере втягивания блоков горных пород по обе стороны геосинклинали, образуются разломы между геосинклинальной впадиной и блоками, которые продолжают погружаться и поддвигаться под впадину. Иными словами блоки, увлекаемые в глубину конвективными течениями, начинают выдавливать блок впадины наверх образуя, таким образом, горный хребет. Одновременно геосинклиналь продолжает сжиматься и деформироваться вплоть до полного схлопывания в пачки вертикальностоящих пластов.

Дальнейшая деформация растущего хребта осложняется не только поддвигами, но большей частью надвигами. В результате образуются пачки из надвинутых друг на друга пластов. Тем временем, в месте схождения конвективных потоков в мантии и в нижней части коры под геосинклиналью, повышаются давление и температура при которых начинается плавление пород — анатексис. Одной из главных особенностей

орогенеза, как указывалось выше, является кислый состав его эффузивных и интрузивных пород, поскольку магмообразование в зоне горообразования связано с переплавлением верхних слоев литосферы имеющих преимущественно алюмосиликатный состав (соединения алюминия с окисью кремния).

Внедрение в верхнюю кору гранитных интрузий, возникших в результате анатексиса, и последующее выдавливание гранитных массивов в застывшем кристаллическом состоянии прямо сквозь хребет на поверхность, знаменует зрелую стадию развития складчато-интрузивного горного хребта, обычно имеющего вытянутую форму.



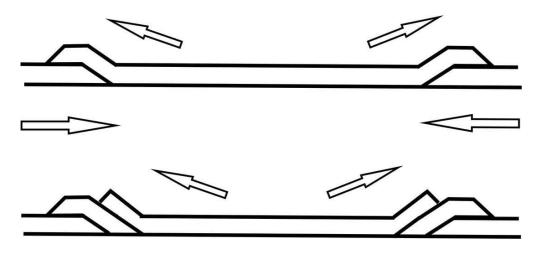
Синклиналь— возможный начальный этап образования горного хребта.
Монголия



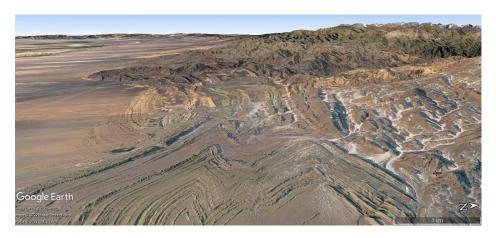
Выдавливание вверх блока синклинали — средний этап образования хребта. Каратау. Южный Казахстан



Под действием встречных конвективных потоков Ангарского с севера и Индостанского с юга, земная кора деформируется в виде синклинальной складки (в центре) с последующим надвигом пластов по периферии синклинали и формированием хребтов, которые в будущем сомкнутся в единую горную систему. Восточный Тянь-Шань, хребет Богдо-Шань

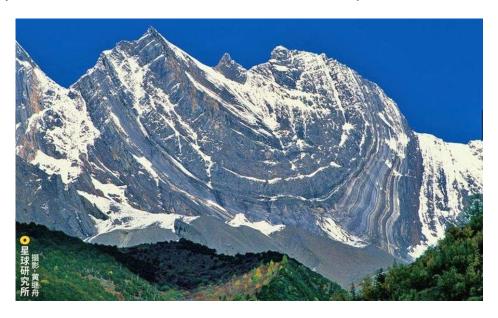


Принципиальная схема формирования синклинали на поверхности





Горные массы под синклиналью сначала погружаются в недра, а позднее выдавливаются вверх единым блоком с образованием горного хребта. Насколько упорядочено или хаотично деформируются горные породы глубже неизвестно. Восточный Тянь-Шань, хребет Богдо-Шань



Гора-синклиналь в Сычуанских горах. Китай



Зрелый этап горообразования: сквозь наклонные слои синклинали (на переднем плане) выходит гранитный массив (на заднем плане). Заилийский Алатау. ЮгоВосточный Казахстан. Фото автора



Надвинутые друг на друга пачки алевролитов. Хребет Мангистау. Западный Казахстан. Фото автора

Горные системы регионального масштаба образуют сложнейшие структуры земной коры. Например, Кавказские горы и горы Ирана представляют собой смешанный тип складчато-вулканического происхождения. Складки и тектонические покровы этих гор имеют сложное строение, обусловленное

односторонним давлением с юга широкого фронта конвективных течений, несущих на себе Аравийскую плиту и Индостанский континент. Встречные же конвективные течения с севера Евразии слабы и не везде имеют место.

Наиболее сложную структуру и историю имеет крупнейшая горная система мира — Центрально-Азиатская, которая по происхождению прямо связана с горными системами Ирана, Кавказа, Турции, Балкан и Альп. Совокупность всех этих орогенов называется Азиатско-Средиземноморским складчатым поясом, протянувшимся через всю южную Евразию от Вьетнама до Испании.

Образование современных гор юга Евразии является результатом закрытия океана Тетис, находившегося в мезозое между Европой, Казахстаном и Китаем с одной стороны и с другой — Африкой, и фрагментами континента Гондвана: Индостанским континентом (в мезозойское время по площади незначительно уступавший Австралии) и островами Аравия, Иран и Тибет. Столкновение обломков Гондваны с остальной Азией продолжается и в наше время с сопровождением складкообразования, магматических явлений и землетрясений.

Встречное перемещение континентальных плит Евразии компенсируется не только многократным срезанием верхов континентальной коры. Значительная часть масс горных пород перемещается в западном и восточном направлениях, формируя складчатые постройки Юго-Восточной Азии и Пакистана. Часть этого перемещения компенсируется на севере складчатого пояса, где идет торошение континентальной литосферы в виде гор Алтая, Саян, Хингана и Южно-Байкальских хребтов. Высочайшие горы Азиатско-Средиземноморского пояса и всего мира – Гималаи являются результатом не только деформирующего действия конвективного течения, несущего на себе Индостан, но и результатом давления на Азиатский материк самой Индостанской плиты. Индийская литосфера подвергается субдукции с калейдоскопическим многообразием надвигов, подвигов, сдвигов ее коры и внедрениями интрузий.

Грандиозное столкновение Индостана с азиатскими плитами, кроме того, повлекло за собой поднятие Тибетского нагорья с особой историей. Столкновение началось 45 млн лет назад, когда океаническая литосфера, отделявшая континент Индостан от Евразии полностью под нее субдуцировала, то есть погрузилась в мантию. Индостанская плита в настоящее время погрузилась на глубину около 200 км и пододвинулась на

север до Памира. От погруженной части Индостана 25 млн. лет назад произошел отрыв плотной мантийной литосферы. Следствием этого отрыва, стало всплывание легкой коры под современным Тибетом. Давление снизу фрагментов индийской коры привело к подъему Тибетского нагорья.

До этого конвективные астеносферные течения, двигающие Индостан, экранировали от загибающейся погружаемой части Индийской плиты, заворачивая вниз в мантию, но после отрыва нижней части плиты и поднятия верхней части, экран исчез, дав возможность конвективным течениям двигаться дальше на север, под подошвой Евразии, формируя Центрально-Азиатские горные системы.

Центрально-Азиатская система формируется на литосфере, представляющей собой коллаж разновозрастных плит. При давлении конвективных течений со стороны Индийского океана этот коллаж снова разделяется на отдельные блоки, испытывая взаимные перемещения.

Особняком стоят современные горообразовательные процессы на Тянь-Шане, возникшем еще в палеозое. Эти горы из-за своей удаленности от Индийской плиты не испытывают на себе ее давление. Однако из-за конвективного разогрева в литосфере Тянь-Шаня образовалась валиковая система вытянутых в широтном направлении конвективных круговоротов, которые формируют в коре попеременные зоны сжатия и растяжения. Над зонами сжатия растут параллельные друг другу хребты, а над зонами образуются параллельные Так растяжения долины. как параллельных хребтов в Тянь-Шане существовала и раньше, то эти горы возобновили свой рост. Однако на Северном Тянь-Шане сейчас образуются новые – неоген-четвертичные хребты, уже достигшие зрелой фазы, то есть имеющие в своем составе гранитные массивы.



Формирование хребта при складкообразовании. Илийский Актау. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора

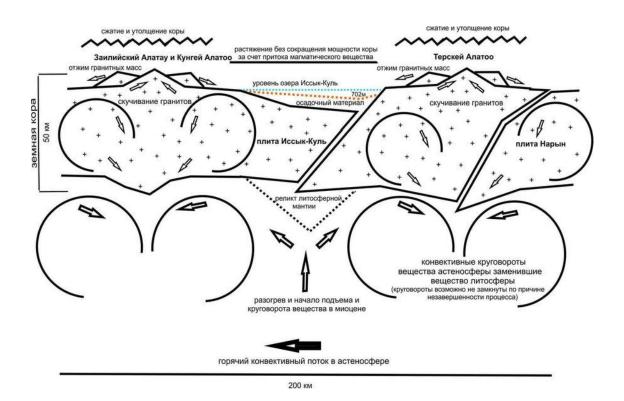
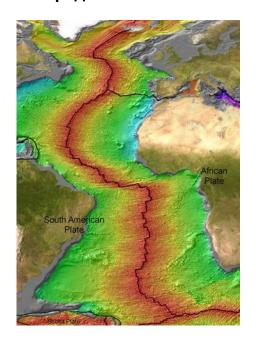


Схема образования Терскей Алатоо и Иссык-Кульской впадины (Тянь-Шань). Схема автора

## Особенности горообразования в океанах

## Спрединг и Срединно-океанические хребты



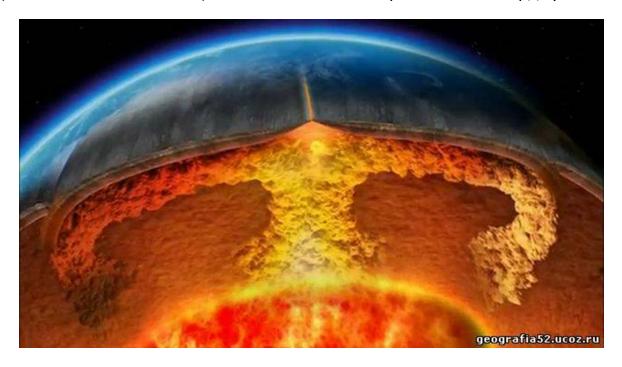
Срединно-Атлантический хребет имеет возраст от 0 до 60 млн. лет (красный и желтый цвет). По мере раздвига литосферы от оси восходящего конвективного потока литосфера утолщается, выравнивается (зеленый и голубой) и через 140-180 млн. лет погружается под континенты в мантию

Мощность океанической литосферы составляет от нескольких километров в новообразованной срединной рифтовой области Срединно-океанических хребтов (СОХ) до 100км на окраинах плит, тогда как мощность литосферы континентов доходит до 400км. В целом океанические плиты имеют более простое строение. Значительные участки континентов сами были когда-то частью океанических плит, но в процессе сложнейших геологических преобразований они претерпели континентализацию и теперь на материках можно увидеть горные породы и структуры, которые могли образоваться только в океанической коре и в подводных условиях.

На океанической коре формируются почти всегда только два типа гор — вулканические и складчатые. Мировая система срединно-океанических хребтов (СОХ) имеет общую протяженность около 70 тыс. км. Возвышаются хребты над ложем океана до 3км. Ширина хребтов достигает 4000 км. СОХ, опоясывающие полосой мировой океан и часто занимающие срединные области океанов, являются самым распространенным видом гор на

океанической коре и самой крупной по площади горной системой мира. Главной характерной чертой СОХ является сегментация его строения — сегменты образованы часто прямолинейными хребтами параллельные спрединговой рифтовой долине, и прямолинейными трансформными разломами, секущие хребты под прямым углом. Такое строение СОХ пока объясняется только предположениями.

Срединно-океанические хребты имеют складчато-вулканическое происхождение и сложены в основном серпентинитизированными перидотитами, габброидами и базальтами. Ежегодный объем излияний лав (в основном базальтовой) во всей системе СОХ превышает 12 млрд куб.км.



Восходящий конвективный поток-апвеллинг и расходящиеся течения в мантии под океаном и ось зоны спрединга

Срединно-океанические хребты обычно делятся на две зоны: рифт — осевая зона с долиной по обе стороны которой тянутся два хребта, и зону флангов, представляющих собой поперечные осевой зоне хребты и долины, постепенно понижающиеся в направлении окружающих равнин. Осевые долины почти не заполнены осадками. Здесь встречаются только осыпи и обвалы по краям бортов высотой до 1 км, иногда выше.

Рифтовые долины и ущелья имеются не на всем протяжении СОХ. На Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятиях такие долины редкость. Здесь на оси спрединга располагаются горсты, возвышающиеся над гребневыми

зонами. Большая ширина этих хребтов и слабая расчлененность придает им вид пологих поднятий. Рифтовые ущелья, имеют глубину 1-2 км при ширине в несколько километров. Они имеют вид ступеней, спускающихся в долину.



Осевая рифтовая долина. Северная Атлантика. Склон справа имеет ступенчатый рельеф



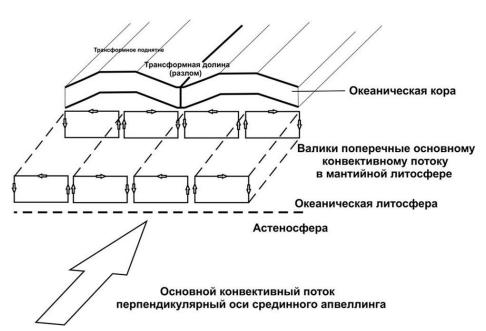
Осевой хребет в рифтовой долине в начале формирования. Здесь происходит большая часть излияния лав и внедрения магмы с небольших глубин. Северная Атлантика

Постоянный приток лавы базальтового состава обеспечивают вертикальные конвективные потоки-апвеллинги, которые раздваиваются под рифтом на противоположные горизонтальные течения, увлекающие с собой океанические плиты. При этом плиты при раздвиге в разных регионах могут

иметь разную скорость перемещения. Осевые рифтовые долины являются основным местом излияния лав из близко залегающей мантии (до 3км).

Свежая порция лавы полностью или частично заполняет ущелье и затвердевает, тем самым наращивая участок молодой коры. Излияния лав в срединных рифтах происходят с интервалом 3-5 млн лет. Тем временем в коре нарастают напряжения, вызванные давлением расходящихся мантийных течений, и в какой-то момент происходит разрыв с образованием каньона.

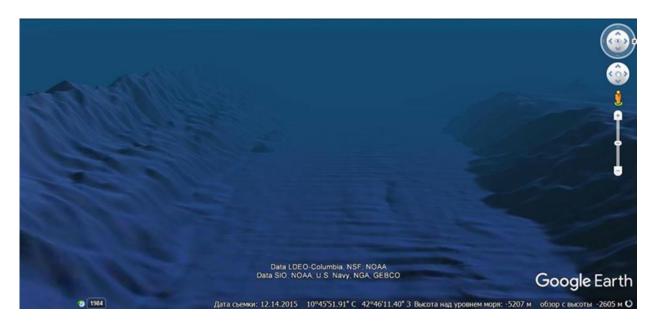
Осевые хребты СОХ обладают в целом понятной механикой своего формирования, а вот боковые гряды параллельные и перпендикулярные срединной оси гор имеют весьма сложное складчато-вулканическое происхождение. Параллельные хребты — это бывшие осевые хребты, отъехавшие от спрединговой оси рифтовой долины и осложненные складчатостью и дополнительными внедрениями магмы. Все значительно сложнее с перпендикулярной (поперечной) системой хребтов и долин. Поперечная структура СОХ — это трансформные долины, окаймленные поднятиями и хребтами, которые примыкают к главному осевому хребту перпендикулярно или под углом. Поперечные (трансформные) хребты выражены уступами высотой до 1,5км относительно дна параллельных им долин.



Принципиальная схема двух-уровневой конвекции и формирования поперечного трансформного рельефа СОХ. Разрез продольный срединному рифту. Схема автора

Причиной формирования трансформных долин СОХ является парная валиковая конвекция в мантийной части литосферы перпендикулярной течению в астеносфере, ответственному за раздвиг плит. В астеносфере возникают условия неустойчивой стратификации из-за неравномерности температуры конвективного потока, которые приводят к появлению круговорота вещества в виде парных валиков. Поперечное направление валиковой системы ПО отношению К астеносферному течению приобретается, вероятно, за счет быстрого прогрева тонкой океанической литосферы, что позволяет конвективным круговоротам относительно быстро прогрева сформироваться, В отличие OT медленного континентов, где валиковая система параллельна астеносферному потоку и образуется с большой задержкой.

Над местом схождения конвективных валиков литосфера охлаждается и проседает. Иными словами — трансформные впадины формируются в области нисходящих встречных течений двух валиков, где при минимальной температуре устанавливается понижение подошвы коры и соответствующее проседание дна океана. Согласно неравномерности нижнего потока формируется и неравномерная система трансформных долин.

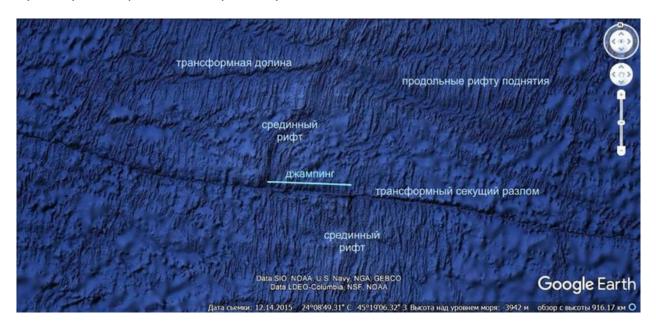


Широкая (около 15км) долина трансформного разлома в средней части Атлантики, ограниченная прямолинейным хребтом слева высотой в 3км



Желоб Романш — древнейший трансформный разлом, отделяющий Северную Атлантику от Южной. Разлом формировался во времена расколы Гондваны на Африку и Южную Америку

Поперечная валиковая конвекция по мере удаления плиты от оси спрединга затухает, а поперечные и продольные хребты по мере удаления от зоны спрединга эродируют и погружаются в литосферу из-за своего охлаждения, утяжеления и утолщения. В итоге на удалении 1000-2000 км от оси спрединга простирается равнина и хребты уже не заметны.



Классическое строение Срединно-океанического хребта. Атлантика

Утолщение океанической литосферы по мере её продвижения в стороны от оси апвеллинга происходит не только за счёт вулканических процессов в толще литосферы, но и за счет постепенного остывания и кристаллизации

мантийного вещества, последовательно «примораживаемого» снизу к подошве литосферы. Породы литосферы тяжелее подстилающего их горячего вещества астеносферы на 0,1 г/см3. Следовательно, чем толще океаническая литосфера, тем на большую глубину она погружается в мантию. Плавучесть океанических плит до их погружения под континенты обеспечивается законом Архимеда, согласно которому вес вытесняемой изпод плит астеносферы по мере их удаления от СОХ оказывается равным весу самих плит и воды над ними.



Гора Пико, Азорские острова — высочайшая вершина Срединно-Атлантического хребта и всей Глобальной Срединно-Океанической горной системы — самых обширных и протяженных гор Солнечной системы

СОХ классического параллельно-поперечного вида наиболее широко представлены в Атлантике и в Индийском океане. Одиночные острова и группы островов посреди этих океанов часто являются высочайшими вершинами СОХ. Азорские острова высотой в 2300м в Северной Атлантике — это самый высокий горный массив СрединноАтлантического хребта, имеющего площадь превосходящую площадь ЦентральноАзиатской горной системы. Остров Родригес (377м) — высочайший массив Аравийско-Индийского хребта — крупнейшей горной системы индийской акватории. Остров Сокорро (1027м) — высшая точка Восточно-Тихоокеанского хребта (поднятия) — крупнейшей орогенной системы Тихого океана.

На юге Атлантики Срединно-Атлантический хребет упирается в Афро-Антарктический хребет, протянувшийся от южной оконечности Южной Америки до центра Индийского океана. Афро-Антарктический хребет

Аравийско-Индийский хребет, простирающийся упирается В субмеридианальном направлении от Аденского залива между Африканским Аравийским полуостровом ДО субширотного Антарктического хребта. От места смыкания Аравийско-Индийского хребта с Австрало-Антарктическим хребтом на север отходит Восточно-Индийский хребет, который заканчивается у Андаманских островов в Бенгальском море. Австрало-Антарктический хребет переходит В Южно-Тихоокеанское поднятие, которое в свою очередь на северо-востоке переходит в Восточно-Тихоокеанское поднятие, занимающее юго-восточную часть Тихого океана и уходящее на севере под Северную Америку.

## Джампинг

Срединно-океанические хребты часто смещены по секущим трансформным разломам так, что срединный хребет и параллельный ему срединно-океанический рифт по всей протяженности приобретает изломанный вид, разделенный на сегменты, и сдвинутый относительно друг друга на десятки и сотни километров. Секущие разломы представляют собой сдвиги, но они отличаются от обычных сдвигов тем, что смещение смежных сегментов вызвано разной скоростью их движения в одну сторону. Это явление называют джампингом.

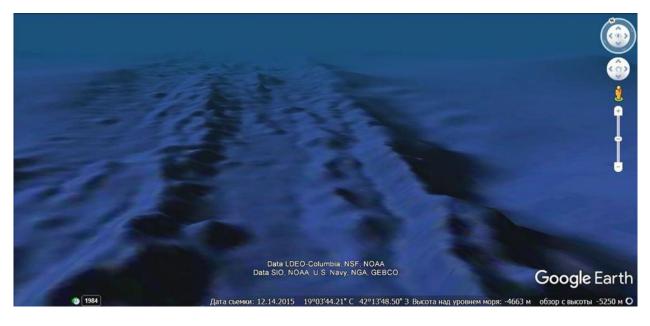
Трансформные разломы формируются ранее срединного рифта, а разрыв (раздвиг) океанической плиты, испытывающей растяжение, происходит позже. При этом разрывы сплошности плиты образуются не одновременно и каждый в своем сегменте, которые ограничиваются поперечными секущими долинами. Отрезки рифта смещаются вдоль поперечных секущих трансформных разломов вынужденно, больше подчиняясь направлению расходящихся потоков, чем линии оси апвеллинга.

Отрезок срединного рифта разрастаясь, упирается своими концами в уже образованные трансформные долины, что препятствует дальнейшему удлинению разрыва. Другие отрезки образующегося рифта, подчиняясь направлению конвективного потока в своем сегменте также удлиняются и, в свою очередь упираются в трансформные долины, ограничивающие данный сектор плиты. А так как ось апвеллинга искривлена и расходящиеся конвективные потоки далеко не всегда под прямым углом отходят от оси, то секторальные отрезки рифта в большинстве случаев не

# совпадают своими концами с соседними отрезками в соседних сегментах океанической плиты.

СОХ часто смещен по секущим трансформным разломам так, что хребет по всей протяженности приобретает изломанный вид, поделенный на сегменты, сдвинутые относительно друг друга на десятки и сотни километров. По моему предположению разломы возникают между участками плит, которые двигаются параллельными курсами и с разной скоростью от разных отрезков апвеллингов, имеющих разную скорость восходящего мантийного потока на разных отрезках. Сегменты СОХ смещаются скачкообразно вдоль поперечных секущих трансформных разломов, подчиняясь миграции оси апвеллинга под срединной рифтовой долиной. Это явление называют джампингом.

Эпизоды джампинга на отдельном сегменте СОХ происходят вероятно, каждые 1-1,5 млн лет. В Атлантике миграция срединного рифта происходит вслед дрейфу Американского континента на запад, при этом постоянно сохраняется примерно срединное положение рифта в океане. Отмершие участки рифтов (в Атлантике они остаются всегда на востоке от новых участков) выравниваются под действием тектонической изостазии (всплывание опущенных и опускание приподнятых сегментов коры) и вскоре (этот процесс занимает несколько сотен тысяч лет) уже почти неотличимы от обычных долин параллельных срединному рифту.



Отмерший осевой срединный рифт после отклонения восходящего мантийного течения на запад вслед дрейфу Америки. Атлантика

На первый взгляд, секущие разломы представляют собой сдвиги, но они отличаются от сдвигов тем, что смещение смежных сегментов вызвано разной скоростью их движения в одну сторону.

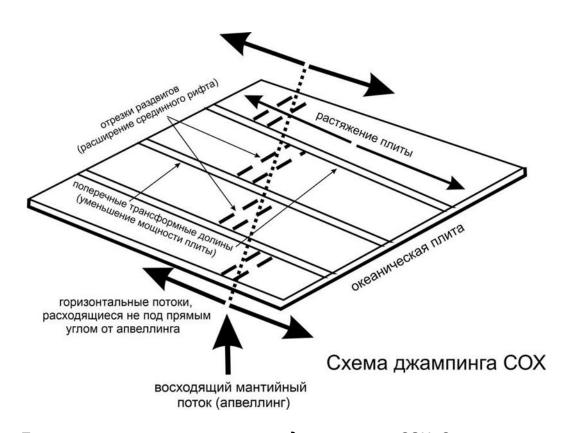
СОХ расположены над поднятием на поверхности ядра высотой до 6км. Соответственно можно предположить, что процесс спрединга контролируется конвективными потоками, берущими свое начало на поверхности жидкого ядра.

Рисунок, то есть география джампинга и трансформных разломов на поверхности океанической плиты объясняют геометрией движения плит на сфере согласно теореме Эйлера: экваториальные сегменты плит при своем перемещении отстают от приполярных сегментов, потому что, чем ближе к экватору, тем большее расстояние проходят плиты при дрейфе коры океана в широтном направлении. Однако при таком объяснении непонятно, что происходит с конвективным потоком в толще мантии. Все становится яснее, если предположить, что **причина перескока отрезков спрединговых рифтов** (джампинг) – в отставании вращения внешней жидкой сферы ядра от мантии. Планета вращается на восток, а жидкая сфера по причине своего физического состояния несколько отстает в западном направлении от вращения мантийной сферы. Восходящее мантийное вещество, имеющее лентообразный вид и ответственное за явление спрединга, формируется, скорее всего, на внешней границе ядра под влиянием восходящих конвективных потоков в толще ядра. В результате отставания вращения ядра от вращения мантии соответственно и основание лентообразного потока в мантии отклоняется на запад и все больше растягивается между своим истоком на ядре и осевой зоной спрединга СОХ. Когда растяжение потока достигает критических значений через 1-1,5 млн лет своего функционирования происходит отрыв отрезка «ленты» и формируется новый канал потока, который через какое-то время достигает коры и образует новый участок срединной рифтовой долины в стороне от прежнего рифта. То есть имеет место миграция конвективного потока относительно плит океанов, дрейфующих вслед отставания вращения ядра.

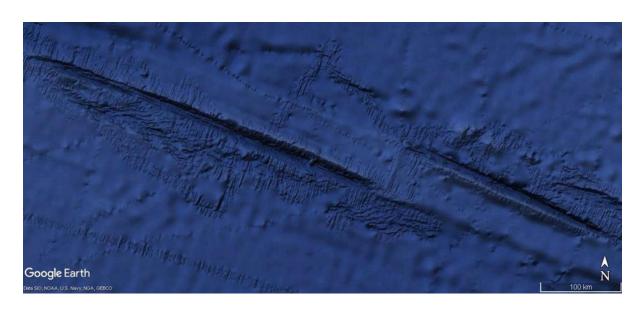
В Атлантике эти процессы выражены особенно ярко — отстающий на запад меридиональный конвективный поток, имеющий пульсирующий характер (с периодом пульсаций от нескольких миллионов до десятка миллионов лет)

формируют неравномерную сегментированную географию океанского дна с отмирающими отрезками срединного рифта, где прерывается спрединговое течение. Когда же на другом участке подходит новая порция восходящего вещества, формируется новый рифт в стороне от старой оси спрединга. Согласно вышеприведенной гипотезе миграция внешней сферы ядра относительно мантии идет в западном направлении. Но есть гипотеза и о северном направлении дрейфа ядра. Можно предположить и северозападное направление дрейфа, что объясняет общий ломаный вид Атлантического СОХ, где трансформные разломы имеют северо-западное простирание. Но также возможно, что мигрирует только конвективная система во внешнем ядре, а отклонение самого ядра относительно мантии не происходит.

В целом мировая система СОХ соответствует глобальной системе конвекции на поверхности ядра. Однако в деталях этот многогранный геодинамический процесс далеко не ясен.

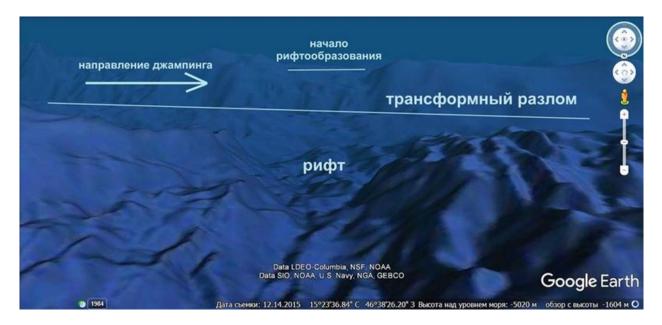


Принципиальная схема процесса джампинга в СОХ. Схема автора

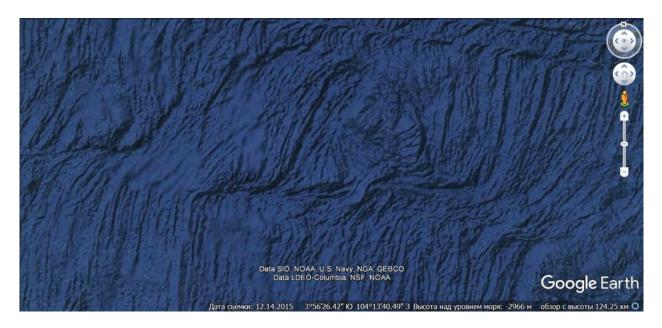


Смещение разлома Элтанин в Тихом океане





Формирование новой рифтовой долины после джампинга. На переднем плане рифт сформирован. На дальнем плане за секущим трансформным разломом растяжение коры только начинается. Окончания рифтовых долин не ограничены четко линией секущего разлома — на протяжении нескольких километров рифт заходит за разлом на соседнюю плиту, образуя пониженный участок трансформной зоны



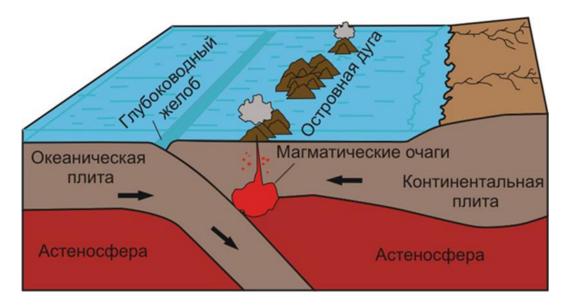
Смещение срединных рифтовых долин без джампинга по искривленной траектории. Тихий океан

Помимо срединно-океанических хребтов в океане существует огромное количество возвышенностей, хребтов, одиночных вулканов и вулканических цепей, не связанных происхождением с СОХ. Эти хребты и возвышенности поднимаются над котловинами на 2-3 км; местами их вершины выступают над уровнем океана в виде островов — Бермудские, Зеленого Мыса в Атлантике, Крозе, Кергелен и Херд в Индийском океане, Таити, Новая Каледония, Вануату, Фиджи, Соломоновы острова в Тихом океане. Все эти поднятия вулканического происхождения. Очень редко океанские острова могут быть интрузивного происхождения, как, например, Сейшельские острова в Индийском океане, сложенные гранитами.

Возникновение внутриплитных поднятий обычно объясняют действием мантийных плюмовых струй. Часть поднятий приурочена к тройным сочленениям осей спрединга, другая к пересечению спрединговых хребтов с трансокеаническими разломами. На пересечении СОХ с трансокеаническим разломом расположена Исландия. Восточно-Индийский и Мальдивский хребты в Индийском океане относятся к линейным хребтам, параллельные разломам. Императорско-Гавайский хребет, Маршалловых островов, островов Лайн, Туамоту, Кука – связанны со стационарно действующей плюмовой струей. Все они простираются в соответствии с траекторией движения Тихоокеанской плиты – так крупная плюмовая струя «прожигает» океаническую кору и в южной части Тихого океана формируя цепь вулканов Луисвил длиной 3800км. Однако в формировании некоторых поднятий участвует и местная плитная тектоника после прекращения вулканизма начинается неравномерное блоковое погружение таких поднятий, которые первоначально возвышались над уровнем океана, а в настоящее время скрыты под водой и имеют расчлененное строение.

## Субдукция

Наибольшими особенностями в отличие от материковых гор обладают океанические вулканические дуги, связанные с процессом субдукции. Субдукция — это процесс погружения океанических плит под другие океанические плиты или под континенты. Субдукционный процесс протекает над встречными конвективными потоками один из которых должен быть слабее или быть односторонним как в случае столкновения океанической плиты с материком.



Субдукция в большинстве случаев сопровождается формированием вулканического хребта (вулканической дуги). Образуется такая дуга по следующей схеме: На глубинах более 80км большая часть субдуцируемой плиты расплавляется с выжимкой продуктов расплавления под противостоящую (нависающую) плиту. Поднимающиеся магматические расплавы становятся частью нависающей плиты; часть расплавов проходит сквозь плиту, и выходит на поверхность в виде подводных и надводных извержений. Так возникает цепь вулканов, окаймляющих зону субдукции.

При длительном процессе субдукции нависающая плита постепенно приобретает многослойное строение и утяжеляется, претерпевая одну из форм континентализации. Процессы субдукции различаются по скорости погружения субдуцируемой плиты и по углу ее наклона — от почти вертикального до почти горизонтального. Над пологими зонами субдукции вулканизм отсутствует.

При субдукции формируется контрастный тектонический рельеф – перед вулканическим хребтом образуется глубоководный желоб. Крутой борт желоба стороны хребта принадлежит нависающей противоположный пологий склон — это загиб субдуцирующей плиты. Протяженность желобов достигает нескольких тысяч километров при ширине 50-100 км. Они дугообразно изогнуты выпуклостью навстречу субдуцирующей плиты, иногда прямолинейны И простираются перпендикулярно направлению субдукции или под углом к этому направлению.

Глубоководные желоба достигают глубин 11 км, а стоящие на их краю вулканы, благодаря этому обстоятельству, становятся одними из самых высоких гор мира. Расстояние от глубоководного желоба до фронта вулканической активности варьирует в пределах от 50 до 300 км. Между положением зон погружения плит (зона Беньофа) и расположением вулканических поясов прослеживается отчетливая связь. Чем круче загибается плита, тем ближе вулканическая дуга к желобу.

Образование субдукционных магм осуществляется на определенных глубинах с четкой корреляцией вулканических извержений. Максимальная магматическая активность в зонах субдукции наблюдается на глубинах 100-200 км. Соответственно размещению магматических очагов располагаются и вулканы, маркируя зоны Беньофа на поверхности.

На субдуцирующей океанической плите часто наблюдаются ступенчатые сбросы и выступы-грабены, как следствие растяжения верхней литосферы в связи с ее изгибом перед субдукцией. Гораздо более крупные смещения — взбросы, переходящие в надвиги, обнаружены в первых сотнях километров от оси желоба в направлении субдукции океанических плит. Они формируются там, где силы сцепления при трении плит создают большие сжимающие напряжения и в итоге происходят скол и надвиговое сдваивание верхов литосферы.

При субдукции нередко образуется аккреционная призма (клин). Выглядит это так: противостоящая плита срезает с субдуцирующей плиты часть осадочных слоев, которые нагромождаются друг на друга надвигами, прислоняясь к склону противостоящей плиты. В большинстве случаев ширина аккреционной призмы не превышает первых десятков километров, но в редких случаях аккреционные комплексы достигают ширины в сотни километров, как например, комплекс Мекран в Аравийском море, комплекс Кадьяк у берегов Аляски или аккреционная призма Барбадос на Малых Антильских островах шириной почти 300 км при вертикальной мощности до 20 км. Но бывает, что вместо аккреционного процесса идет эрозия противостоящей (нависающей) плиты.



Аккреция. Тихий океан. Срезаемые «чешуи» надвигаются друг на друга по мере погружения плиты под противостоящую справа плиту

Субдукционная аккреция происходит как за счёт осадочных слоев океанского дна, так и за счет отложений со склонов окраин континентов или противостоящей океанической плиты. Однако глубоководные желоба, за редкими исключениями, не наполняются осадками, потому как осадки вовлекаются в субдукцию. Таким образом, плита при погружении регулярно удаляет поступающий в желоб осадочный материал путем транспортировки его в мантию. Непосредственно в основании склона противостоящей плиты, под «бульдозерным» воздействием висячего крыла, осадки желоба сминаются сжатые опрокинутые складки. Если субдукция сопровождается образованием аккреционной призмы, то в висячем крыле нависающей плиты появляются многочисленные разрывы со взбросовыми или сбросовыми смещениями.

Субдукция океанических плит имеет распространение, главным образом, в Тихом океане. Крупнейшими тихоокеанскими зонами субдукции являются – Новогебридская, Кермадек, Нанкай, Палау, Марианская, Рюкю, Новобританская, Идзу-Бонинская, Тонга, Вануату, Филлипинская, Мексиканская, Чилийско-Перуанская, Курильская, Алеутская. В Индийском океане крупнейшая зона субдукции – Яванская. Менее развиты процессы субдукции в Атлантике. Здесь субдукционные зоны развиты в южной части океана – у Южно-Сандвичевых островов и в Карибском бассейне. Северный Ледовитый океан не имеет зон субдукции.

## Экзогенные факторы формирования горных ландшафтов

Работа воды и воздуха, относительно недр планеты является внешней, или иначе экзогенной силой. Эродирующее, то есть разрушающее действие на горные сооружения оказывает и гравитация — внутренняя, эндогенная сила. В обычном, не научном смысле, горы разрушаются на позднем этапе — в старости, а во время своего роста горные ландшафты приобретают окончательный вид под действием экзогенных сил. То есть внешние факторы выступают на начальном этапе в роли скульпторов.

Работа воздуха и воды обусловлена силами тяготения, и постоянными суточными и сезонными температурными колебаниями. Остановимся на температурном факторе – первоначальном и очень важном условии выветривания. Выветривание – это экзогенное начальное поверхностное разрушение горных пород с возможным изменением их минералогического состава. Суточное колебание температуры воздуха, естественно, передается и горным породам, в первую очередь поверхностной части горных массивов. В глубинах горных масс температура изменяется незначительно или вовсе остается неизменной. Горные породы почти во всех случаях состоят из зерен нескольких минералов разных химических составов. Каждый минерал имеет свой, отличный от других коэффициент расширения и сжатия при изменении температуры. Когда зерна породы изменяют свой объём неравномерно, то порода испытывает внутренние напряжения и начинает трескаться. В трещины попадает вода, которая при замерзании расширяет трещины из сезона в сезон. При колебании воды около 0 градусов, то есть около точки замерзания, морозное выветривание наиболее интенсивно.

Кроме того, вода растворяет породы с выносом солей в свободное состояние, а кристаллизация солей также оказывает давление на поры и трещины породы. Фактор намокания и высыхания мягких пород способствует значительному разрушению массивов, сложенных глинами, мергели, мягкими песчаниками.

При эрозии известняковых гор значительную роль играет химическое выветривание. В присутствии воды и углекислоты известняк быстро растворяется, и многие пещеры обязаны своим происхождением свойству известняка относительно легко растворяться. Нетрещиноватые участки скалистых горных массивов большая редкость, а вот сильнотрещиноватые, вплоть до полуразрушенного состояния горы широко распространены.

Трещиноватость горных массивов сильно облегчает работу ледникам – самым мощным экзогенным силам, формирующим горный рельеф.

#### Работа ледников

Ледники образуются в своей верхней части, то есть в области питания, при накоплении снега не успевающего растаять в течение года. Здесь действуют два условия – температура воздуха и количество выпадающего снега. Так при незначительных годовых снежных осадках на высочайшем вулкане Земли Охос-дель-Саладо (6893м) ледники имеют незначительное распространение и на этой горе есть возможность проложить маршрут по сухому грунту до самой вершины. В юго-восточном Тибете ситуация обратная. Там свыше 5500м почти сплошь развито оледенение из-за часто выпадающего снега, а отдельные ледники сползают в субтропические леса до уровня 2800м. Однако немного западнее в южном Тибете из-за дефицита осадков встречаются вершины высотой почти 6000м и стоящие совершенно безо льда.



Ледник, стекающий с вершины Кауагебо (6746 м). Южный Китай



Перуанские Анды. Фото Miriam Geney



Охос-дель-Саладо — высочайший вулкан планеты (6893м). Анды. Wulkano.ru

Крупнейшие ледники горного типа, то есть вытянутые в виде языков, располагаются в Гималаях, Каракоруме, Кунь-Луне, Памире, Тянь-Шане и на севере северо-американских Кордильер.

Снег постепенно уплотняется под действием давления и положительной температуры сначала до фирна, а затем кристаллизуется в лед. Большие массы льда под давлением приобретают пластичные свойства и под собственной тяжестью сползают вниз в виде ледниковых языков. Скорость сползания ледников различна и прерывиста. На Памире было зафиксировано передвижение ледника со скоростью до 150м в сутки. Ледники одновременно с разрушением аккумулируют обломки пород в моренах. Морена – это скопление грубообломочного материала, образованного при осыпях с бортов горной долины на поверхность ледника и при скалывании горных пород по мере движения ледника. Морена включает в себя бесформенные обломки пород различных размеров от 10-15 метров до песка и глин. Морены имеют форму вытянутых полос или валов на фронтальной границе ледникового языка и располагаются как внутри, так и на поверхности ледников.

Льды, придавая форму горам, разрушают их, а водные потоки довершают дело уничтожения горных сооружений вплоть до их полного выравнивания. Тогда на месте бывших гор может остаться только срез в виде узоров образованных смятыми и изломанными слоями осадочных пород.



Морены. Заилийский Алатау. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора



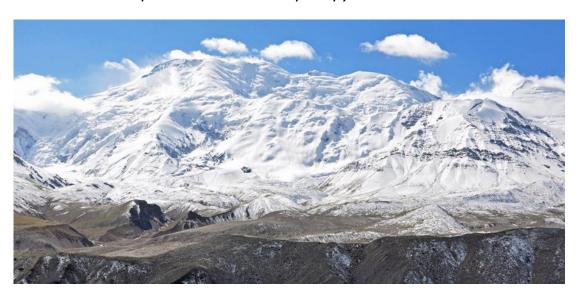
Южно-Джунгарский хребет. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора



Конечная (фронтальная) морена с озером. Южный Тибет



Ледник Балторо длиной 60км. Каракорум. Thomasdedorlodot.com



Оледенение на Памире. Фото автора

### Работа водных потоков

Разрушение гор льдами довершает жидкая вода, которая размывает и сносит отложенный в ледниковых моренах материал. С ледниками тесно связана деятельность талых ледниковых вод. Талые воды образуют каналы на поверхности и внутри ледников. Вода размывает, истирает, окатывает и переносит обломочный ледниковый материал в предгорные равнины, где большей частью этот материал и осаждается по мере уменьшения скорости водных потоков.

Не редко сток горных рек приобретает катастрофический характер в виде селей, представляющих собой грязе-каменные потоки. Механизм возникновения селей обычно выглядит так: приледниковые озера на конечных фронтальных моренах ниже языка ледника переполняются талой водой, в результате чего воды начинают переливаться через моренный вал, подпруживающий озеро. Вода, размывая морену, образует грязекаменный поток, который продолжает размывать русло реки, сложенное рыхлыми отложениями. В конечном итоге сель сходит вплоть до предгорной равнины в виде сокрушающего вала. Предгорные речные и селевые отложения — глины, пески и валунно-галечники в настоящее время в некоторых районах мира достигают мощности 5 километров и выше.



Река под ледником. Исландия. Squarespace.com



Русло селевого потока. Заилийский Алатау. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора



Заилийский Алатау. Фото автора

Результаты работы жидкой воды ярко представлены в виде каньонов на невысоких поднятиях. Каньон — это разновидность ущелья верхние кромки бортов (стен) которого четко ограничены. Для каньонов, в отличие от других ущелий, часто характерны отвесные борта, иногда с отрицательными углами наклона. Каньоны образуются рекой, чья эрозионная сила очень высока. Эрозионная же сила реки обусловлена перепадом высоты от истока реки до ее устья в условиях роста горного массива или плато, по которому течет река. Чем выше скорость роста гор или плато, тем больше врезающая сила реки.



Чарынский каньон. Юго-Восточный Казахстан. Фото автора

В горах, где лед отсутствует, жидкая вода становится главным внешним фактором формирования рельефа. Сильнее всего разрушению жидкой водой подвержены молодые вулканические конусы, состоящие из рыхлых или слегка сцементированных пород — тефры. Вода, размывая слабосцементированные вулканические породы, не редко вызывает лахары — разрушительные потоки из вулканического материала аналогичные селям.

Александр Бабкин 2015-2022