



История образования Луны

Иллюстрации NASA и NHK

Луна находится на расстоянии 363 104 км от Земли в перигее и в 405 696 км в апогее и совершает полный оборот вокруг нашей планеты за 29 с половиной дней со средней орбитальной скоростью около 1 км в секунду. Период вращения вокруг своей оси у Луны синхронизирован с полным оборотом вокруг Земли – Луна всегда повернута к Земле одной стороной. Синхронизация вызвана трением приливов, которые производила Земля в оболочке Луны в прошлом.

Луна удаляется от Земли со скоростью 4см в год – лунная орбита представляет собой раскручивающуюся спираль.

Радиус Луны – около 1737 км; средняя плотность – 3,3464 г/см. Центр масс Луны располагается примерно в 2 км от геометрического центра по направлению к Земле.

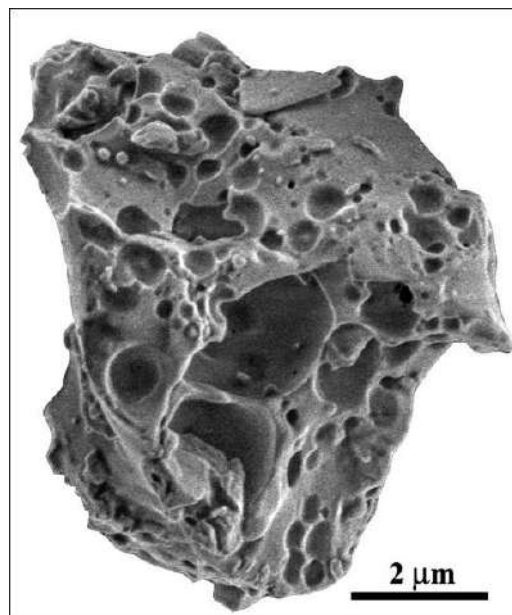
Температура лунной поверхности изменяется от -173 °С до +117 °С. Высокие перепады обусловлены почти полным отсутствием у Луны атмосферы: при восходе Солнца температура горных пород может там за два часа подняться с -120 °С до +110 °С, однако температура пород, залегающих на глубине 1 м, постоянна и равна -35 °С.

Из-за отсутствия атмосферы небо на Луне чёрное со звёздами, даже когда Солнце находится в небе. Земля в небе Луны висит почти неподвижно и освещает своим отражённым светом лунную поверхность в 50 раз сильнее, чем Луна Землю.

Цветовая окраска Луны скудна – её поверхность имеет коричневато-серую или черновато-бурую окраску.



Поверхность Луны покрыта реголитом — смесью тонкой пыли и обломков, образованной при ударах метеоритов о лунную поверхность. Толщина слоя реголита составляет от сантиметров до десятков метров. Большая часть реголита состоит из агглютинатов. Частицы агглютинатов это обломки пород и минералов сцементированные стекловидной массой, образовавшейся под действием микрометеоритных ударов.



Агглютинат

В регионе северного полюса Луны обнаружено не менее 600 млн. тонн воды, которая находится в виде льда на дне полярных кратеров.

Луна не имеет магнитного поля, но некоторые ее горные породы проявляют остаточный магнетизм, что свидетельствует о наличии магнитного поля Луны в глубокой древности, а значит и о существовании в далеком прошлом лунного жидкого ядра генерирующего магнитное поле.

Оставленные на Луне экспедициями Аполлонов сейсмографы регистрируют сейсмическую активность. Из-за отсутствия воды колебания лунной поверхности продолжительны – могут длиться более часа. **Лунотрясения** по происхождению делятся на четыре группы:

Приливные – вызваны воздействием Солнца и Земли (случаются дважды в месяц);

тектонические — вызваны подвижками в коре Луны;

метеоритные — вызваны падениями метеоритов;

термальные — из-за резкого нагрева лунной поверхности с восходом Солнца.

Сильнейшее замеренное лунотрясение имело 5,5 баллов по шкале Рихтера и длилось более 10 минут.



Возраст Луны оценивается в 4 миллиарда 470 миллионов лет. Земля старше на 100 млн лет.

Благодаря воздействию гравитационного поля Луны на Землю, на Земле начались тектонические процессы – то есть активная геологическая жизнь с образованием атмосферы и гидросферы, не утихающая до сих пор. В результате столкновения Земли с планетой Тэя, из осколков которой образовалась Луна, появился наклон оси вращения Земли, что определило сезонность земного климата.

Луна отличается от Земли химическим составом: почти нет воды, породы обеднены железом и летучими элементами и соединениями. В то же время на Луне имеется много тугоплавких элементов – титана, урана и тория. Судя по анализам лунных пород можно предположить, что Луна подверглась полному расплавлению, в отличие от Земли. У Луны очень маленькое железо-никель-сернистое ядро.

Есть и много сходств у Земли и Луны. Соотношение стабильных изотопов кислорода на Луне и на Земле совпадает, сильно отличаясь от такого соотношения у всех метеоритов. Это говорит о том, что Земля и Луна образовались из вещества, находившегося на одинаковом расстоянии от Солнца. Составы лунных базальтов очень близки к составам базальтов срединно-океанических хребтов Земли.

Гипотезы происхождения



Наличие общих свойств и различий в строении Луны и Земли стали основой двух главных групп гипотез о происхождении Луны:

совместное образование Земли и Луны с формированием системы двойной планеты Земля – Луна;

захват уже сформированной планеты Тэя Землей с орбиты близкой земной.

У последней группы две основные гипотезы:

разрушение Тэи в результате притяжения Земли с выпадением части обломков на Землю и последующим формированием Луны из не выпавших обломков;

столкновение Тэи с Землей по касательной со значительным выбросом земного вещества и полным разрушением Тэи, в результате чего из роя обломков двух планет образовалась Луна.

Последняя гипотеза пользуется в настоящее время наибольшей поддержкой.

Совместное формирование

Луна и Земля сформировались из общего пылевого облака. Земле не удалось притянуть к себе все частицы, и они остались на орбите. Из этого оставшегося облака сформировалась Луна. Эта теория объясняет высокую схожесть пород лунной коры и пород земной мантии по соотношению стабильных изотопов кислорода. Однако при таком сценарии формирования планет становятся непонятны различия в плотности двух тел, а также дефицит железа и летучих элементов. Кроме

того, эта гипотеза не отвечает на вопрос о высоком количестве вращательного движения Земли и наклоне лунной орбиты.

Столкновение

4 миллиарда 470 миллионов лет назад наша совсем юная 100-миллионелетняя Земля столкнулась с планетой Тэя диаметром около 5-6 тысяч км. Орбита Тэи была близка к земной или имела общую с Землей орбиту. Такое положение сохранялось до тех пор, пока масса Тэи не стала достаточно большой, после чего она начала приближаться к Земле и столкнулась с ней. Удар был касательный.

Во время катастрофы какая-то часть вещества Тэи сплавилась с Землей, но большая часть была выброшена в космическое пространство в виде раскаленного газа и осколков. Выброшена была и часть земного вещества. Эта смесь газов, пыли и крупных обломков сформировали дисковое кольцо вокруг Земли. Со временем вещество кольца конденсировалось и слипалось в крупные округлые тела. Часть тел выпадала на Землю, остальные сформировали Луну, которая стала обращаться по орбите радиусом около 60 000 км.

В Колорадском университете США на протяжении нескольких лет моделировали этот космический катаклизм на компьютере. На конечном этапе эксперимента у Земли получался один естественный спутник. Было построено 27 моделей, где в диске присутствовало от 1000 до 2700 обломков. Обломки имели размеры от 60 до 700 км. В подавляющем большинстве вариантов возникала одна Луна. В нескольких же случаях возникало два спутника, но со временем он, видимо, должен был упасть на Землю – на продолжение опытов не хватило машинного времени.

Согласно этому компьютерному моделированию, Луна могла сформироваться всего за один год, ввиду быстрого вращения обломков, которые совершали один виток вокруг Земли за 7-8 часов. На образование Луны уходило от 15 до 40 процентов выброшенного вещества; остальное падало опять на Землю.

Гипотеза хорошо объясняет высокую скорость вращения Земли, которая раскрутилась в результате удара Тэи – после катастрофы Земля оборачивалась вокруг своей оси за 6 часов. Кроме того, после столкновения Земля приобрела вращение по наклонной оси. Вполне объясним по этой гипотезе и низкий наклон лунной орбиты. Также становится понятно, почему химический состав коры спутника похож на состав земной мантии и почему у Луны маленькое ядро. Столкновение произошло после того, как у Земли началось образование железо-никелевого ядра, и Луна сформировалась преимущественно из вещества мантии Земли. Осколки железного ядра Тэи, (если такое ядро имелось) могли выпасть на Землю ввиду их большой массы в процессе аккреции (слипания) пост-импактного кольца.

Однако есть в гипотезе столкновения и слабые места: Луна обеднена летучими элементами, в том числе калием и натрием, что объясняется испарением летучих при катастрофе. Однако испарение в свободное пространство должно сопровождаться фракционированием изотопов. Остаточный расплав обогащается тяжелыми изотопами, но анализ изотопного состава вещества Луны не показывает измеримых отличий от изотопного состава вещества Земли.

Разрушение Тэи в результате притяжения Земли без столкновения

По этой гипотезе Тэя (или Протолуна) приблизилась к Земле на расстояние предела Роша и начала разрушаться. Предел Роша это радиус круговой орбиты спутника, обращающегося вокруг небесного тела, на котором приливные силы, вызванные гравитацией центрального тела, равны силам самогравитации спутника. При погружении в гравитационное поле за предел Роша, притягиваемое тело часто разрушается и падает на притягивающую планету.

Обломки железного ядра Тэи упали на Землю, а значительная часть вещества коры и мантии осталась на орбите – из этой части вещества сформировалась Луна.

Для Тэи, с предположительным радиусом около 2560 км, радиус сферы Роша вокруг Земли равнялся 17 200 км и превышал радиус нашей планеты всего в 2,7 раза. В момент пересечения Тэи сферы (предела) Роша она нависала над земной поверхностью на высоте примерно 7 тысяч км и приближалась к Земле со скоростью около 50 км в год.

Разрушение расплавленной и расслоенной Тэи сопровождалось срыванием с ее поверхности вещества в форме застывших брызг с формированием вокруг Земли плотных колец раздробленного материала. Постепенно часть кольцевого материала благодаря возмущающим воздействиям Тэи должна была выпасть на Землю. По мере разрушения гипотетической планеты скорость осевого вращения Земли повышалась, а скорость погружения самых крупных остатков Тэи в сферу Роша уменьшалась. Со временем крупнейшие обломки образовали планету Луна, которая продолжала удаляться от Земли. При этом удаление Луны от Земли было неравномерным: сначала быстрым, затем более медленным. С наибольшей скоростью Луна удалялась от Земли 4,4 млрд. лет назад.

Сближение Тэи с Землей, заняло, вероятно, около 15-20 тысяч лет, а само разрушение Тэи могло произойти за 80-100 лет. Суммарный момент количества вращения системы Земля – Луна в точности отвечает ситуации, при которой обе планеты в своё время находились на расстоянии предела Роша и обладали синхронной угловой скоростью вращения. Такое совпадение не случайно – это свидетельство того, что при образовании Луна находилась на пределе Роша и могла подвергаться разрушению.

Одновременно с образованием Луны могли формироваться и более мелкие спутники Земли. После образования Луны из-за большой скорости вращения Земли, все спутники системы стали отбрасываться в сторону от центральной планеты, но при этом на Луну как на самую массивную планету-спутник выпадала значительная часть спутников меньшего размера, особенно в начальный период формирования системы – то есть в промежутке от 4,47 до 3,6 млрд. лет назад.

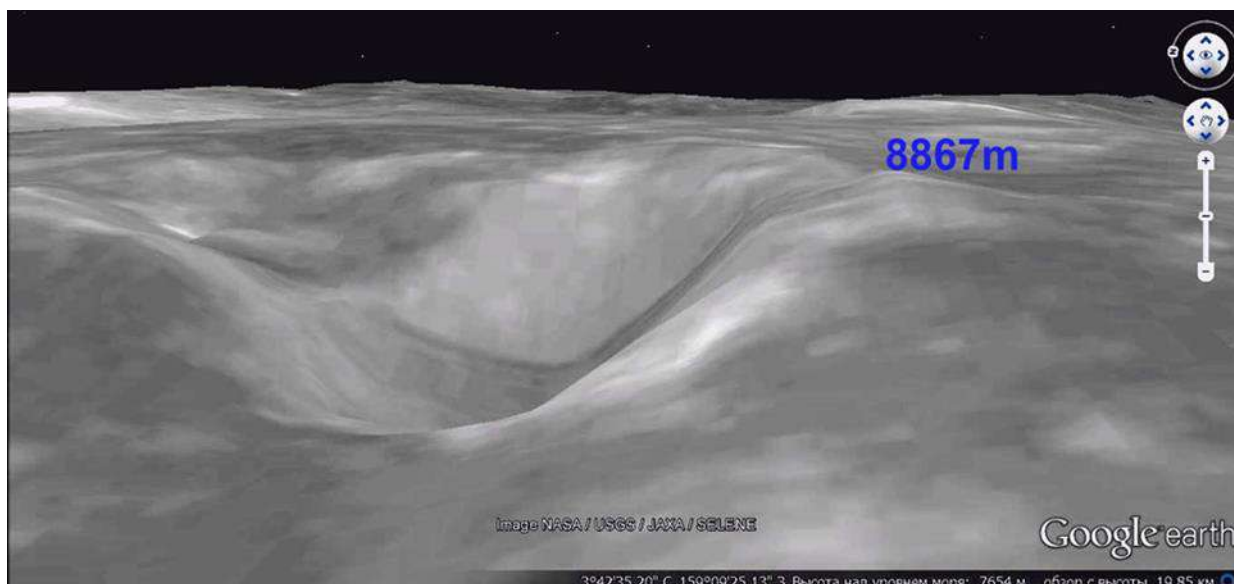


Селенография



Поверхность Луны делят на два типа: лунные материки (очень старая гористая местность) и сравнительно гладкие и более молодые лунные моря, которые составляют 16% поверхности Луны. Моря являются огромными метеоритными кратерами, залитыми лавой из треснувшей коры во время метеоритного импакта. Почти все лунные моря, находятся на обращённой к Земле стороне.

Высочайшие горы Луны, по всей видимости, имеют тектоническое происхождение. Высшая точка Луны это плато в экваториальной области, достигающее высоты 8867м от среднего уровня лунной поверхности. Но наиболее сильно изрезанные горы с большими перепадами высот имеют метеоритное происхождение и представляют собой краевые валы кратеров и горы, расположенные в центре кратеров. Среди таких гор встречаются стены высотой под 5 км, превышающие аналогичные образования на Земле.

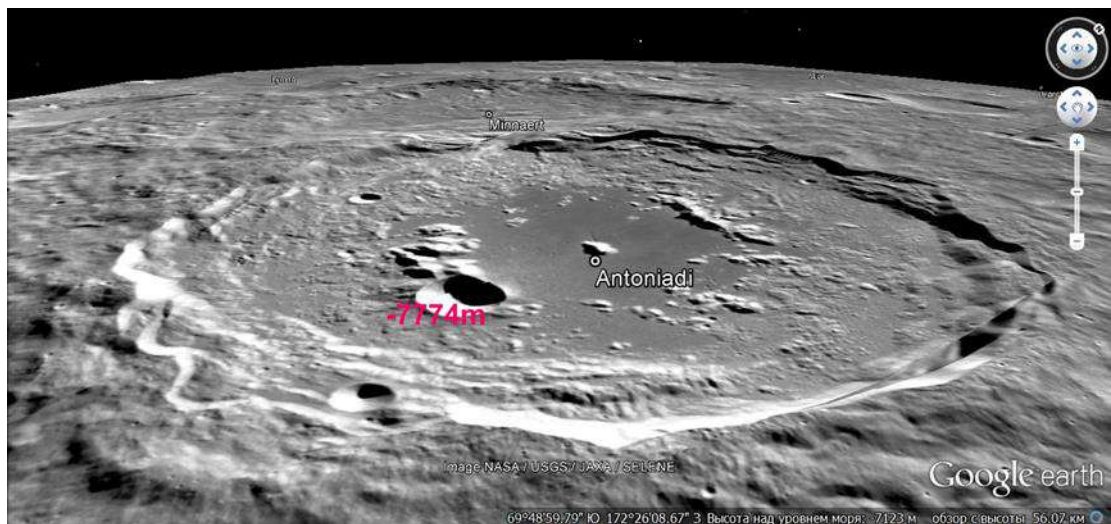


Высочайшая точка Луны



Стена высотой 4800м

На Луне расположена самая огромная структура в Солнечной системе метеоритного происхождения – огромная темная впадина диаметром около 3000 км и глубиной 12 км, названная океаном Бурь; северо-восточная часть впадины – называется Морем Дождей. Вся Луна – как горы, так и моря испещрена метеоритными кратерами и в меньшей степени вулканическими кратерами и конусовидными вулканами. Метеоритное происхождение кратеров подтверждено экспериментально – при импакте большая часть метеорита испаряется вместе с породой на месте удара и при этом всегда образуется круглая форма кратера не зависимо от угла падения метеорита. Однако на Луне имеются и вытянутые кратероподобные углубления в виде борозд, образованные при падении осколков от ударов очень крупных метеоритов. Глубочайшая впадина достигает глубины минус 7774м на дне небольшого кратера внутри кратера Антониади в южной полярной области.



Самая низкая точка Луны

Имеются на Луне и линейные структуры – это разломы и русла лавовых потоков. Лава образуется и вытекает на поверхность при ударах крупных метеоритов, которые не только выбрасывают и разрушают, но и расплавляют и спекают лунные породы.



Разломы в кратере Комарова



Кратер глубиной 3233м при диаметре 13км

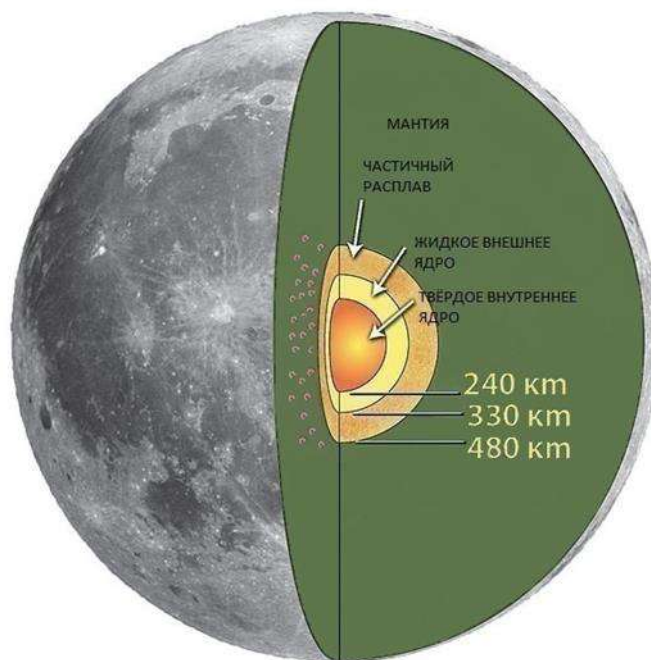


Одиночная гора. Вулкан?



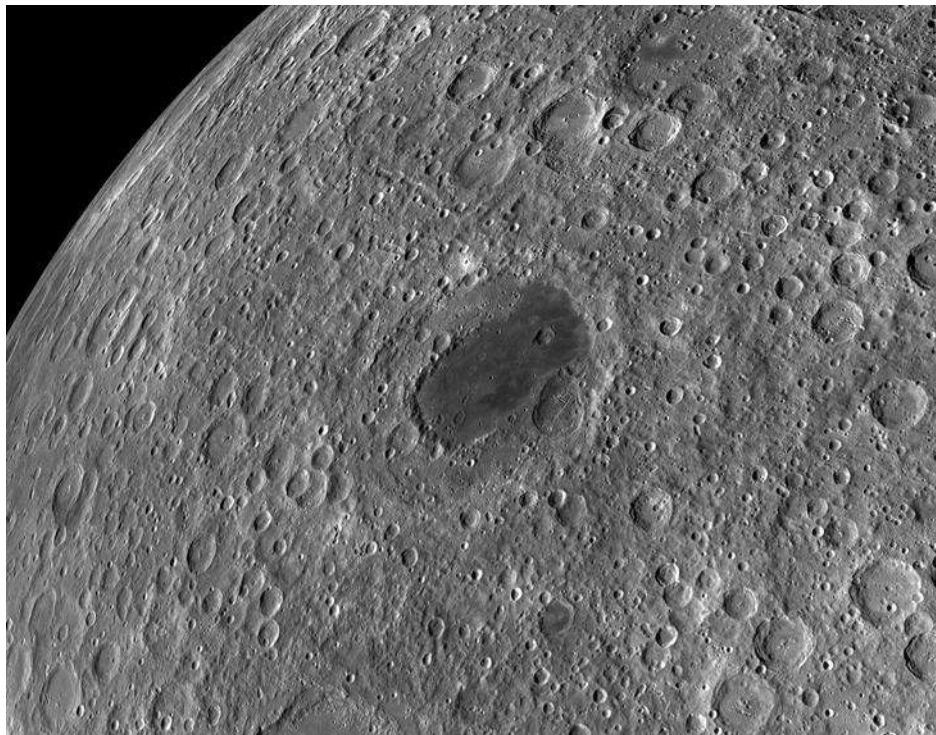
Русло лавового потока

Селенология



Луна состоит из коры, верхней мантии (астеносферы), средней мантии, нижней мантии и ядра.

Толщина коры варьирует от 0 м и сотен метров (в море Кризисов) до 107 км (в кратере Королева) и в среднем составляет около 50 км. Толщина коры больше на полушарии, обращенном к Земле.



Кратер Москва с толщиной коры в несколько сот метров

Состав коры в основном анортозитовый. Анортозит — магматическая основная горная порода семейства габброидов. Обладает массивной текстурой, цвет варьируется от светло-серого до почти чёрного. Состоит преимущественно из основных и средних плагиоклазов (лабрадор, битовнит, анортит).



В центре лунный анортозит буроватого цвета

Средняя мощность лунной мантии 1360км. Верхняя мантия, согласно почти двухлетним наблюдениям японского аппарата Kaguya за поверхностью Луны в видимом и ближнем инфракрасном диапазоне длин волн, имеет существенно оливиновый состав (минерал оливин $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$) очень близкий составу верхней мантии Земли.

Лунное ядро состоит из железа с примесью никеля и серы. Вокруг ядра находится частично расплавленный переходный между мантией и ядром слой мощностью 150км. Внешняя оболочка ядра мощностью 90км – жидкая; внутреннее ядро радиусом 240км – твердое.

Свидетельством полного расплавления Луны на заре ее существования являются изотопные отношения свинца на Луне и Земле. В лунных породах отношения радиогенных изотопов свинца с атомными весами 206, 207 и 208, образовавшихся за счет распада урана 238 и 235, к стабильному изотопу 204 экстремально велики. Эти отношения в лунных породах достигают соответственно значений 207, 100, 226. Для земных пород эти отношения равны 19, 16 и 39 и это означает, что Земля никогда полностью не расплавлялась. Отсюда следует, что при расплавлении Луны происходило выделение ядра, где скопился почти весь первичный нерадиогенный свинец, а в лунной коре и базальтах накапливался в основном только радиогенный свинец.

Луна весьма дифференцированная планета – почти все лунное железо находится в ядре планеты, а мантия значительно обеднена сидерофильными элементами – Fe, Co, Ni, Mo. Такое расслоение вещества могло произойти только в расплавленной планете.

Кроме того – большое количество вещества лунной анортозитовой коры, могло выделиться только из полностью расплавленного вещества планеты крупнее Луны. Этой планетой могла

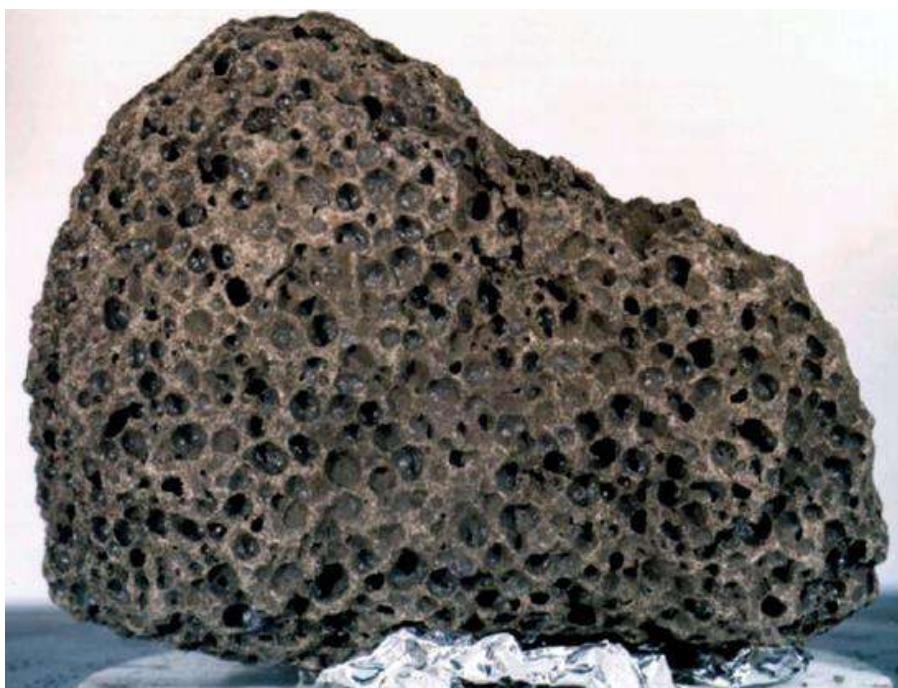
являться Тэя. Возраст лунных анортозитов около 4,6-4,4 млрд лет – то есть некоторые анортозиты старше самой Луны, возраст которой 4,47 млрд. лет, а значит эти породы могли образоваться еще в долунную стадию.

Лунные моря образованы в близповерхностных условиях кристаллизации базальтовых лав. Возраст этих пород 3,1-3,9 млрд лет – это самые молодые породы, доставленные с Луны.

Наиболее распространенными породами на поверхности Луны являются метеоритные брекчии, образованные при падении метеоритов. Метеоритные брекчии — это анортозит-норит-троктолитовые породы плагиоклаз-пироксенового состава, с примесями оливина. Возраст большинства брекчий 3,6-4,5 млрд лет. Они имеют ударно-метаморфическое происхождение – то есть они подверглись интенсивным изменениям, почти полностью уничтожившим их первичные структуры.

На Луне имеют распространение так называемые крип-породы (KREEP), состоящие из калия, рубидия, лантоноидов и фосфора. Крипы встречаются в некоторых брекчиях и базальтах на поверхности Луны. Согласно гипотезе крипы возникли на самом раннем этапе формирования Луны, примерно 4,4-4,5 млрд лет назад, благодаря столкновению Луны с Тэей. Луна тогда находилась в расплавленном состоянии и по мере кристаллизации лунного вещества, анортозиты всплывали из-за своей низкой плотности, образуя твердую кору. Под корой в это время накапливались крипы, состоящие из элементов, которые обычно совместно не встречаются, но в исключительных условиях формирования первичной лунной коры эти элементы образовали экзотические породы.

Плагиоклаз, пироксен и оливин являются главными породообразующими минералами лунной поверхности; плагиоклаз наиболее распространен в материковых, а пироксен и оливин – в «морских» районах.



Лунный базальт



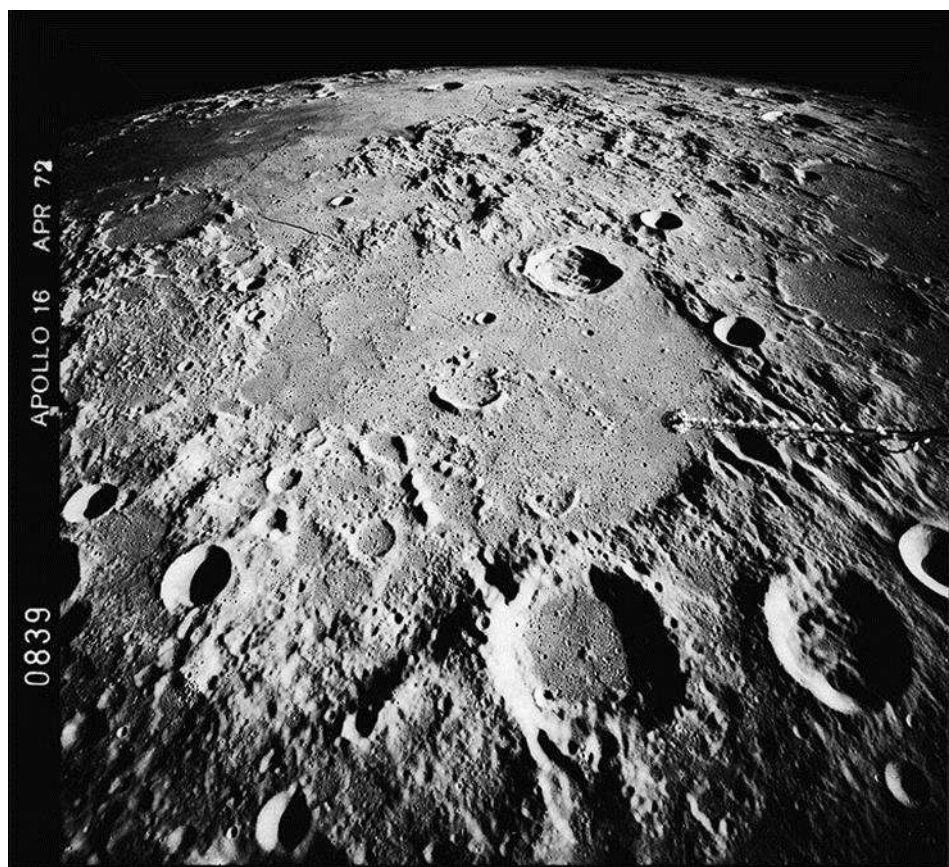
Обломок брекчии лунного метеорита, найденный в Антарктиде

Селенохронология

Селенохронологическая шкала — геологическая временная шкала истории Луны. Эта шкала разделена на пять периодов: Коперниковский, Эратосфенский, Имбрийский (подразделяется на Позднеимбрийскую и Раннеимбрийскую эпохи), Нектарский и Донекарский периоды.

На поверхности Луны остались следы прошлой вулканической деятельности и метеоритных столкновений — по этим событиям и разделяют лунную историю на периоды. Границы между периодами проведены согласно крупным ударным событиям, изменившими лунный ландшафт. Датировка основана на радиометрическом анализе образцов.

Донекарский (Гиппарховский) период начался 4 млрд 470 млн лет назад; длился 470 млн лет. В это период формируется первичная лунная кора. Полное расплавление Луны привело к гравитационному расслоению лунного вещества. Наиболее легкие породы — анортозиты ($2,7 \text{ г/см}^3$) всплыли, образовав верхний слой толщиной около 50-70 км. Глубже должны были сформироваться слои расплавленного базальта ($2,9 \text{ г/см}^3$), подстилаемые снизу коматиитовыми расплавами. В центре Луны могли сохраниться остатки железоникелевого ядра Тэи.



Кратер Гиппарх

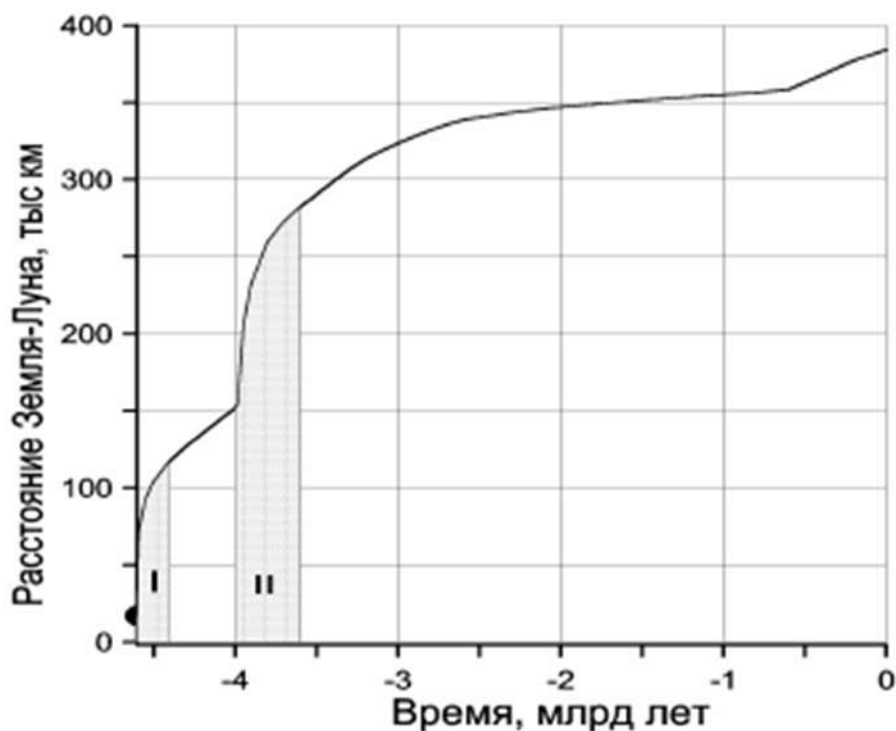
За первый миллион лет своего существования Луна удалилась от Земли с расстояния около 26 000 км до 60 000 км. В это время толщина твердой коры ещё не превышала 6 км, и поэтому **падавшие на неё метеориты от километровых размеров раскалывали лунную кору, вызывая излияния анортозитовых магм.** Со временем по мере дальнейшего увеличения толщины коры, ее могли пробивать все более крупные космические тела астероидного размера (в поперечнике более нескольких десятков километров). В эти времена Луна окончательно приобрела сферическую форму. Приобретение сферической формы и процессы расслоения внутри Луны сопровождались мощной тектонической и магматической деятельностью. Поверхность Луны трескалась не только из-за своих внутренних движений, но и благодаря приливному действию близко расположенной Земли.

Структуры этого периода сильно разрушены и перекрыты. Среди них один из самых древних кратеров — Гиппарх.

Через 200 млн лет после своего образования Луна удалилась от Земли на расстояние приблизительно 120 000 км. К тому времени мощность ее литосферы (коры и подстилающего слоя мантии) увеличилась до 85 км. Лунная кора раскристаллизовалась с образованием так называемой материковой коры. В это время прекратился анортозитовый магматизм, а под анортозитовой корой все еще находился океан базальтовой магмы.

Нектарский (Птолемеевский) период начался 4 млрд лет назад; длился 150 млн лет. Период начался со второго этапа лунного магматизма, который продолжался приблизительно в интервале от 4,0 млрд. до 3,5 млрд. лет назад. Второй этап магматизма прямо связан со вторым периодом тяжелой метеоритной бомбардировки в том же временном интервале. В этот период формируется бассейн Моря Нектара диаметром 333 км и другие крупные бассейны.

Второй период активной метеоритной бомбардировки Луны был вызван вторым импульсом ускоренного удаления Луны от Земли, вызванного появлением частично расплавленной земной астеносферы, амортизирующей жесткое притяжение, что и позволило Луне быстрее удаляться в космос. Луна начала собирать новые порции астероидов, еще сохранившиеся до этого времени на внешних околоземных орбитах на расстояниях от 160 до 320 тыс. км и ранее не доступные гравитационному полю Луны, а массированные удары новых космических пришельцев вызывали вторую астероидно-магматическую активность Луны. Пробить лунную литосферу могли лишь тела диаметром от десятков до сотен км.



1-этап анортозитового магматизма; 2- этап базальтового магматизма

На этот раз магматизм был базальтовым. Под ударами массивных астероидов лунная кора трескалась, а через трещины изливалась базальтовая лава, заполнявшая обширные кратеры, названные морями и океанами. Эти моря в виде больших темных пятен посреди белой лунной поверхности мы можем наблюдать сегодня невооруженным глазом.

В течение периода сформировались 10-12 относительно хорошо сохранившихся бассейнов, в том числе и бассейн Моря Нектара, давшего название периоду.

Кратеры нектарского периода имеют хорошо выраженные валы и центральные горки и слегка заглубленные днища, как например, кратер Птолемей.

Бассейн Моря Нектара был затоплен лавой в позднеимбрийский период. Чем вызван столь продолжительный промежуток времени между ударом нектарского астероида и излияниями лавы не ясно.

Имбрийский период делится на две эпохи:

Раннеимбрийская эпоха началась 3 млрд 850 млн лет назад; длилась около 50 млн лет. Падения больших астероидов сформировали бассейн Восточного Моря и Моря Дождей.

В этот период происходили крупнейшие излияния лавы на лунную поверхность и появилось большинство вулканических кратеров, вулканов и морей.

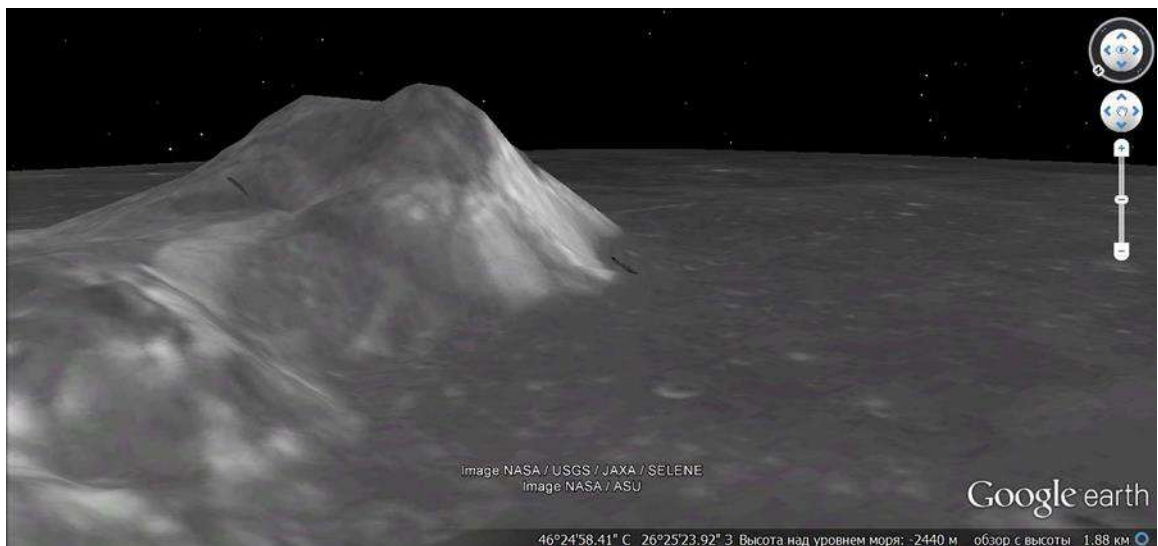
Море Дождей было образовано в результате затопления лавой большого ударного кратера, сформировавшегося в результате падения крупного метеорита (астероида) или ядра кометы. Площадь моря – 829 000 км². Диаметр моря – 1123 км. Дно моря волнистое, что, вероятно, является результатом разновременных потоков лавы затапливающих ударную котловину. Существует версия, что освободившаяся из недр в результате этого удара лава заполнила бассейны Океана Бурь и Моря Облаков.

Море Дождей окружено тремя концентрическими грядами гор. Внешняя гряда, имеющая диаметр 1300 км, достигает высоты 7км над окружающей поверхностью. Географически (точнее селенографически) внешняя гряда состоит из трех горных систем: Карпаты на юге, Апеннины на юго-западе и Кавказ на востоке. Среднюю кольцевую гряду, формирует гряда Альпы и возвышенности вблизи кратеров Архимед и Платон. Внутреннее кольцо гор диаметром 600 км почти полностью залито толщей базальтовых лав и только отдельные выступающие вершины гор образуют едва заметный округлый контур.

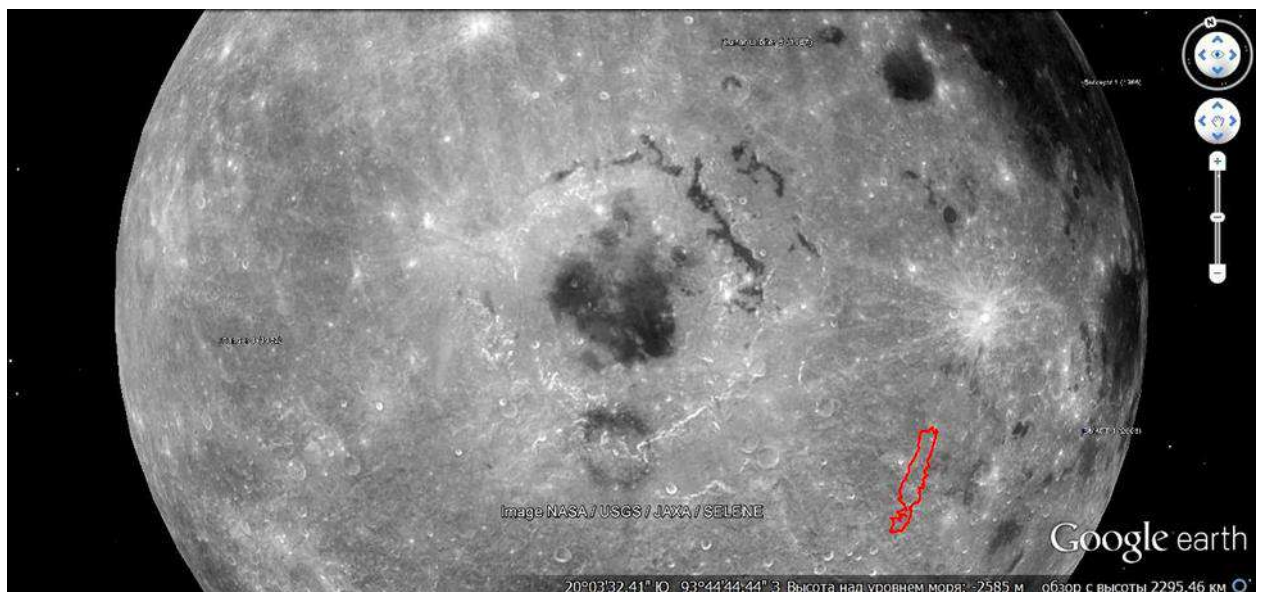
В радиусе до 800 км от моря простирается регион, испещренный бороздами, оставшимися после бомбардировки осколками астероида, образовавшего Море Дождей. Осколки падали под небольшими углами. Столкновение Луны с этим астероидом, вызвало значительные изменения структуры лунной коры. К примеру – точно напротив Моря Дождей на обратной стороне Луны расположен кратер Ван де Грааф, окруженный областью хаотичного рельефа. Предполагается, что этот рельеф возник под воздействием сейсмических волн, сошедшихся у кратера после мощного столкновения.

В Море Дождей расположены кратеры: Платон, Архимед, Аристилл, Автолик, Ламберт, Тимохарис. Северо-западную часть моря занимает кратер Залив Радуги диаметром 250км и окруженный полукольцом Юрских гор. В северной части береговой дуги залива Радуги расположен мыс Лаплас, а на южной оконечности дуги находится мыс Гераклид.

Море Восточное имеет диаметр вала около 930 км. Точный возраст моря неизвестен, однако предполагается, что оно образовалось немного позже, чем бассейн Моря Дождей. Окружающий район сложен породами позднеимбрийского периода, сам бассейн моря сложен породами раннеимбрийского периода.



Мыс Лаплас в Заливе Радуги высотой 3км

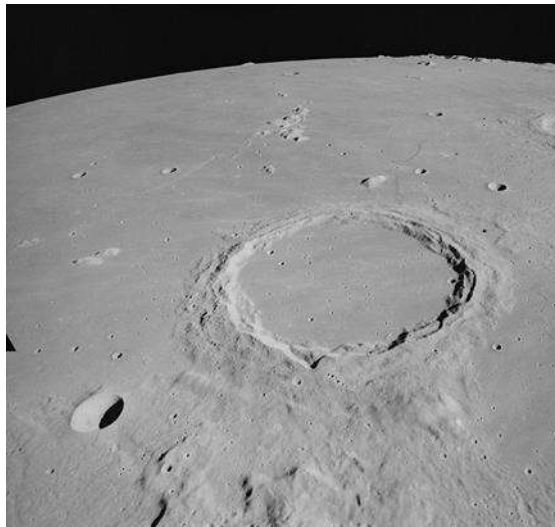


Море Восточное

Центральная часть моря покрыта тонким слоем базальтов: предположительно менее 1км в толщину, что значительно меньше, чем у других лунных морей. Удар астероида вызвавшего появление Восточного Моря образовал три концентрические складчатые окружности. Внутренняя гряда носит название горы Рук, внешнюю гряду диаметром 930 км образуют горы Кордильеры. Выброшенная при столкновении горная порода на расстояние до 500 км имеет глыбовый вид, формируя лучевые линии.

Позднеимбрийская эпоха началась 3 млрд 800 млн лет назад; длилась 600 млн лет. К периоду относится группа кратеров, которые образовались после формирования бассейнов Моря Дождей и Моря Восточного, но до заполнения их базальтами или синхронно с излияниями.

Со времени от 3,5млрд. лет назад вулканическая деятельность снижается.



Кратер Архимеда возрастом 3,5 млрд лет

Эратосфенский период начался 3 млрд 200 млн лет назад; продолжался 2,1 млрд лет. Образовался кратер Эратосфен типичный для этого периода.



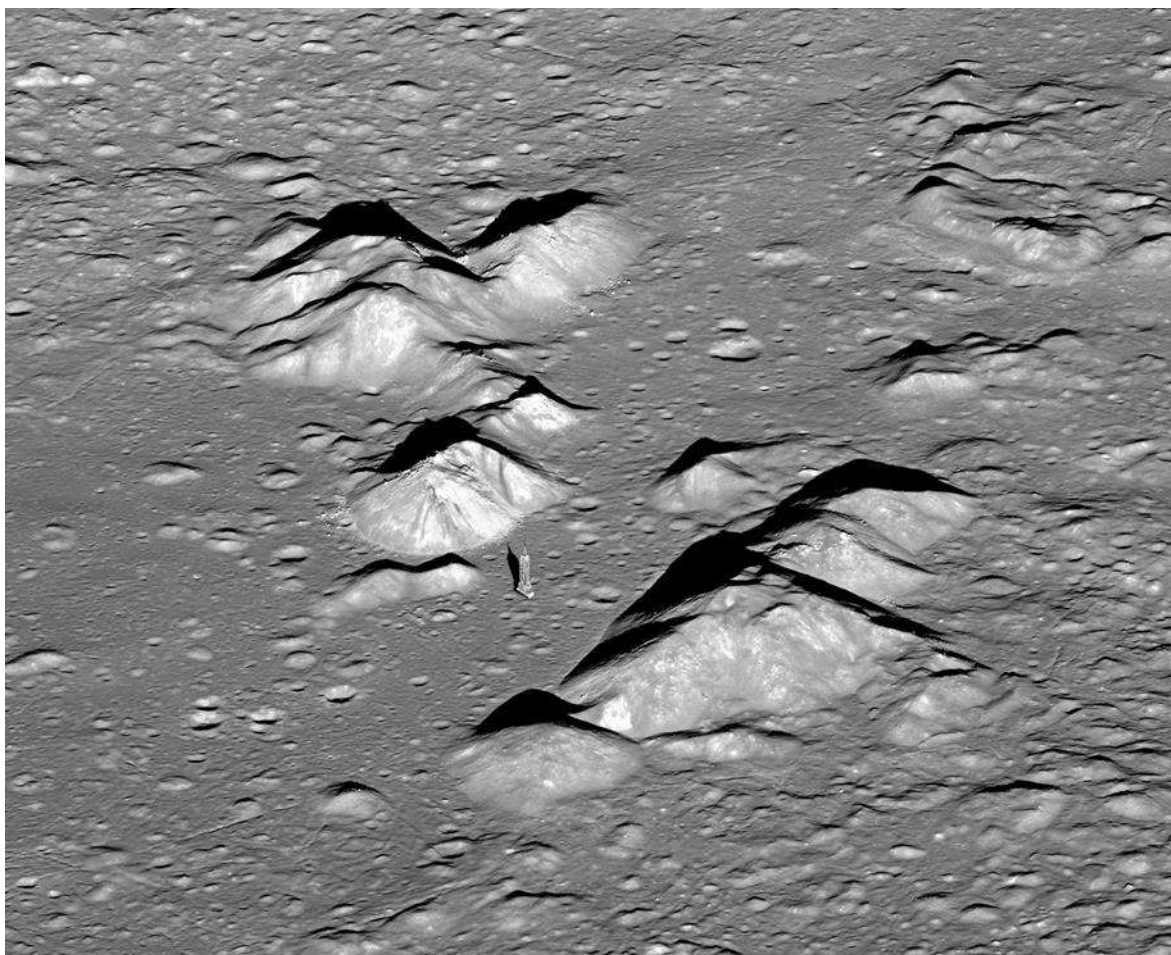
Кратер Эратосфен

В этот период проявления лунного магматизма и тектоники очень слабые. В это время в связи с полным исчерпанием из окололунного и околоземного пространства роя астероидов прекратилась активная метеоритная бомбардировка лунной поверхности. С тех пор на Луну, лишь изредка падали метеоритные тела.

На отдельных участках лунной поверхности продолжались не частые излияния лав до конца периода.

Кратеры эратосфенского периода не перекрыты потоками лавы и сохранили в неизмененном виде свои валы, но утратили светлые лучевые системы.

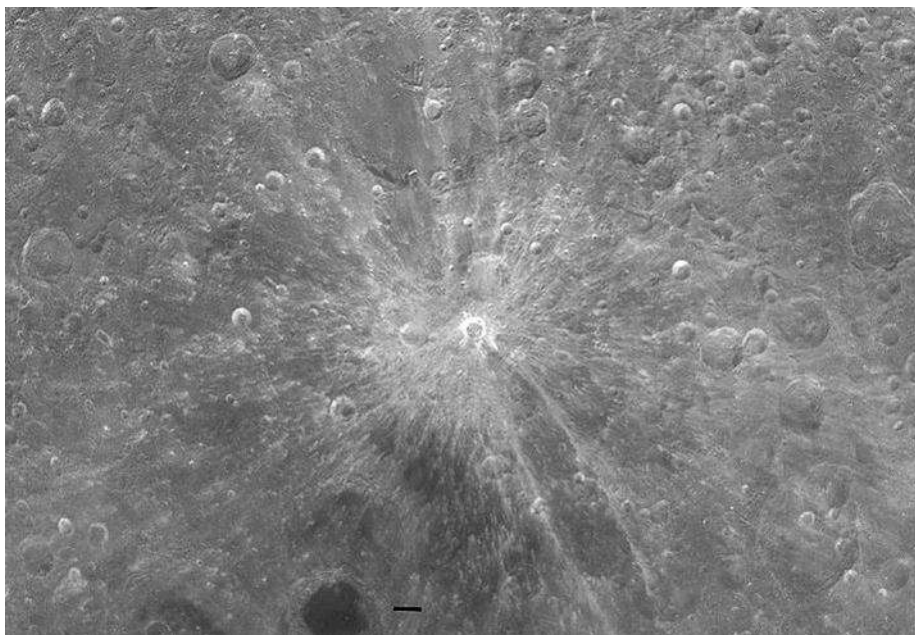
Коперниковский период начался 1 млрд 100 млн лет назад и продолжается до настоящего времени. Образовался кратер Коперник.



Горы в центре кратера Коперника и 100-этажный небоскреб для сравнения

В этом период почти полностью отсутствуют внешние проявления внутренней геологической активности Луны, что связано с почти полным остыванием ее ядра и наличием мощной литосферы, которая к началу этого периода достигла сотен километров. Вулканическая деятельность полностью прекратилась.

Лунный ландшафт изменяют изредка падающие астероиды и осколки комет. Коперниковские кратеры, характеризуются светлыми лучевыми системами из выброшенного из кратеров материала. Кратер Коперник является типичным представителем молодых образований. Его можно разглядеть без бинокля. В кратерах коперниковского периода имеются вулканические структуры, вызванные ударным плавлением пород под кратерами.



Кратер Джордано Бруно. Английский учёный и хронист Гervasius Кентерберийский оставил описание кратковременного лунного явления, которое наблюдали 5 человек 18 июля 1178 года: «Верхний рог Луны раскололся на две части. Из середины этого разлома внезапно выскочил пылающий факел, разбрызгивая во все стороны огонь, раскалённые угли и искры на большое расстояние». Свидетельства очевидцев давались под присягой. Скорее всего было описано падение метеорита на невидимую сторону Луны, в результате которого образовался 22-км кратер Джордано Бруно.





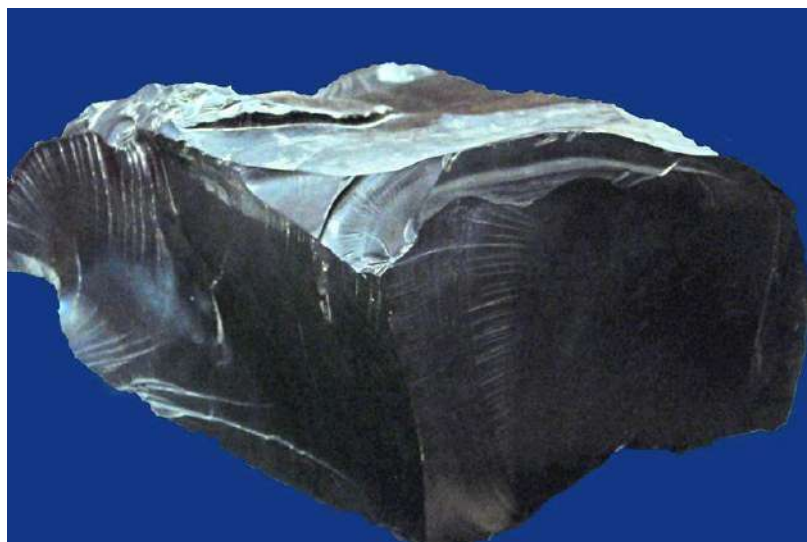
Уголь – твердая горная порода черного или бурого цвета, образованная из отмершей растительности. Уголь всегда содержит примеси других минералов и горных пород, содержание которых варьирует от долей процента до половины и более – то есть сам уголь иногда становится примесью в других породах.

Состав и свойства углей определяется видовым составом растительности послужившей исходным материалом для угля, а также условиями протекания процессов **первой стадии углеобразования – гумификации или торфообразования с возникновением обширной группы сложных гумусовых кислот; и второй стадии углеобразования – углефикации или метаморфизма торфа и угля.**

Залежи угля теоретически могли образовываться со времени появления на Земле достаточных масс многоклеточных водорослей. Древнейшие многоклеточные водоросли обнаружены в отложениях рифея возрастом более 1 миллиарда лет. Однако малые размеры рифейских водорослей, очевидно, не могли формировать **сапропель – водорослевый торф**. В формировании сапропеля, наряду с отмершими водорослями, участвует микроскопический планктон (в том числе одноклеточный) как растительный, так и животный, но отмерший планктон в чистом виде дает начало образованию нефти – возникновение угля в этом случае исключено.

Вероятнее всего образование древнейшего угля имело место в вендском периоде, то есть позже одного миллиарда лет назад. Однако древнейший в мире неизменный уголь найден на Тянь-Шане в Нарынской долине. Его возраст около 480 миллионов лет назад (ранний ордовик). Есть также сообщения о кембрийском угле, обнаруженном в Китае. При этом углистые породы – углисто-кремнистые и углисто-глинистые сланцы, графиты и тому подобное, обнаруживаются в отложениях всех эратем протерозоя во многих частях мира.

Угли, образованные из высших растений, называются гумолитами. Сапропелиты – это угли, образованные из водорослей и они, в отличие от гумолитов, не содержат слоистостей, однородны по составу и более прочные.



Сапропелитовый уголь. Якутия. Геологический музей. Москва



*Сапропелитовый алевролит – углистая негорючая порода морского происхождения. Девон.
Центральный Казахстан. Фото Александр Бабкин*

В ордовике, ввиду отсутствия наземной растительности, углеобразователями являлись водоросли. С силура в углеобразовании принимают участие первые наземные высшие растения.

С девонского периода, когда появились первые леса, началась эпоха формирования угольных залежей, имеющих в наше время промышленное значение. Девонские леса произрастали в периодически затопляемых приливами прибрежных морских зонах, часто в дельтах рек при впадении их в крупные соленые или пресные водоемы. Важнейшими лесообразующими породами деревьев девона являлись различные лепидодендроновые высотой 5 - 7 метров.



Лес девонского периода. Александр Бабкин

Растительность **каменноугольного периода** дала наиболее богатые залежи каменного угля (не бурого) на планете – название периода говорит само за себя. Пышный расцвет каменноугольных лесов обеспечили размножавшиеся спорами тропические деревья – в первую очередь лепидодендроновые, каламиты, сигиллярии, а также древовидные папоротники и древовидные хвощи. Произрастание карбоновых лесов было приурочено к жарким и влажным областям у морских и внутриконтинентальных водоемов. Корневые системы этих деревьев были погружены в воду и в отмерший растительный слой, заваленный валежником. **Основную фотосинтезирующую функцию деревьев карбонового периода выполняла зеленая кора, которая обильно опадала, составляя основной компонент торфа того времени.** Поэтому каменноугольные леса называют коропадными. Длинные многометровые листья лепидодендронов и сигиллярий свисали метелками с коротких ветвей на самой верхушке стволов и не представляли существенную часть опада болотного леса.

Похолодание в середине периода повлекло за собой распространение на севере и юге планеты голосеменных кордаитовых с формированием кордаитовой тайги. Кордаиты были хвойными деревьями высотой до 30 метров с толщиной ствола до 1,5 метров. В своей верхней части они ветвились раскидистой кроной крупных ветвей. Кора кордаитов, как и у всех древовидных карбона, выполняла функцию фотосинтеза и опадала в течение всей жизни дерева. Кордаиты имели четкие годовые кольца, что свидетельствует о сезонности климата.

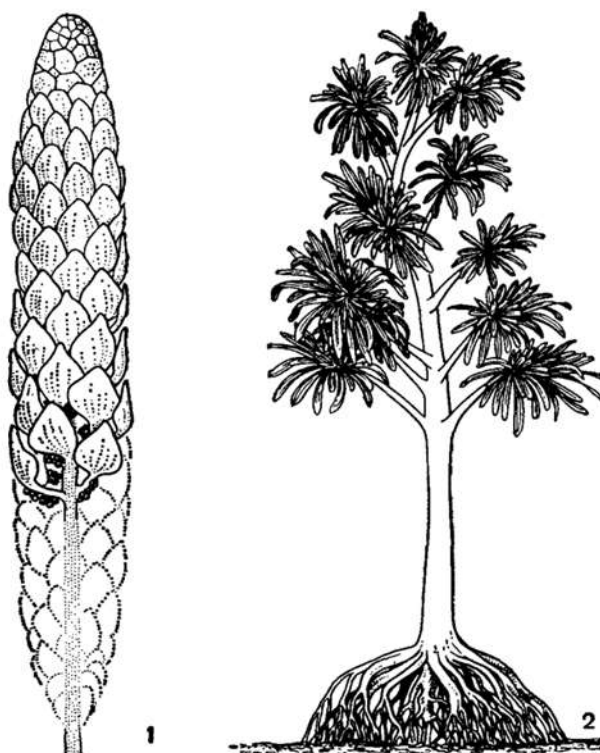


Рис. 182. Кордаитовые:
 1 — реконструкция стробила кладостробуса (*Cladostrobus*);
 2 — реконструкция кордаитового растения, обитавшего в зарослях типа современных мангровых.

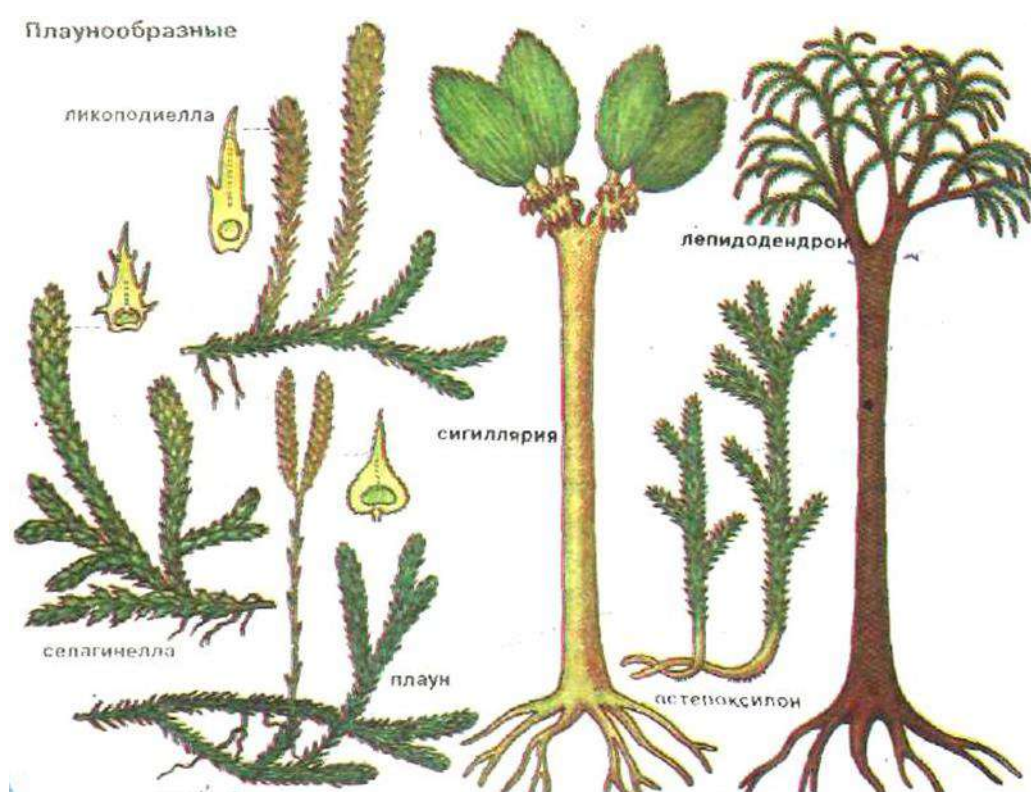
Кордаит. academic.ru



Лепидодендроновый лес каменноугольного периода. Ludek Pesek



Каламитовый лес карбона. Walter Myers



В пермском периоде формировались крупные каменноугольные бассейны, не на много уступавшие по запасам угля бассейнам карбона. Пермские леса составляли кордаитовые, изменившие свой видовой состав, и плауновидные, которые к концу периода почти исчезли (лепидодендроновые вымерли в середине перми). Кроме этих деревьев на юге пермских континентов в субтропической и теплоумеренной зоне получили широкое распространение листопадные глоссоптериевые леса.



Отпечатки листьев *Glossopteris browniana*

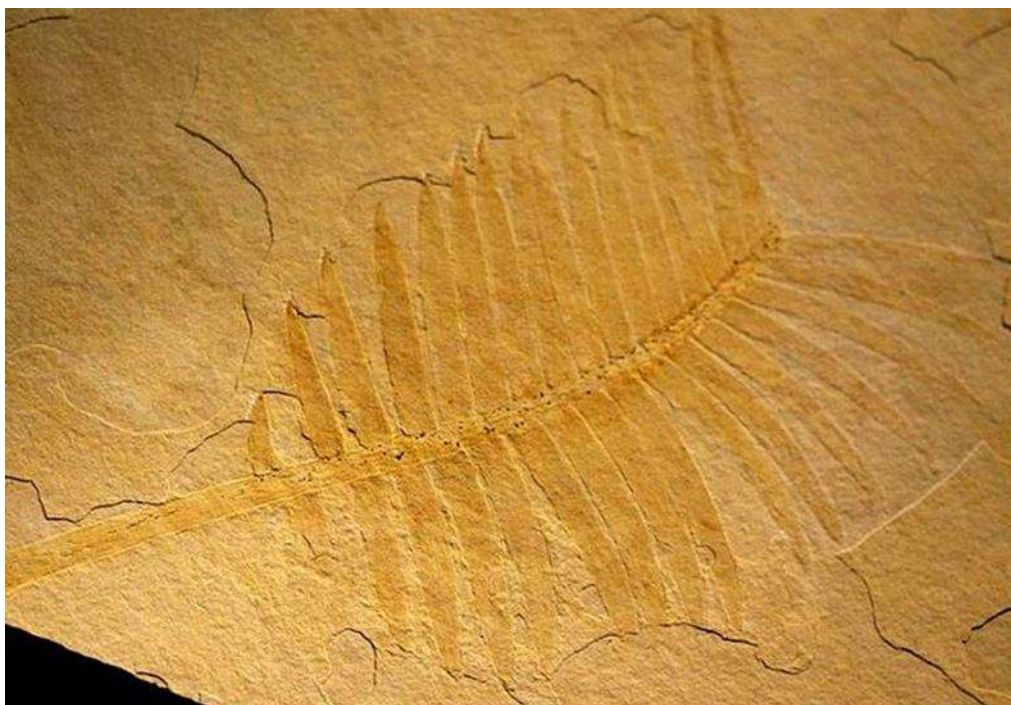
Позднепалеозойские деревья были значительно менее устойчивы к сильным ветрам и эрозионной деятельности воды, чем современные. Палеозойские ураганы могли с легкостью положить весь лес на большой площади, но видимо скорость роста древовидной растительности в те времена превышала современную, и вскоре из молодой поросли снова вырастала лесная чащоба. Паводки и селевые потоки также часто сносили деревья и погребали их под грунтом. **Прижизненное захоронение не разложенной, то есть не окисленной древесины способствовало углеобразованию.**

В первом периоде мезозоя – триасе угленакопление почти прекратилось. Триасовые угольные месторождения весьма редки. Главной причиной значительного сокращения процессов углеобразования явился засушливый и жаркий климат, господствующий на значительной площади суперконтинента Пангея, не способствующий произрастанию лесов. Объединение суперконтинента, начавшееся во второй половине перми, завершилось в триасе, а распалась Пангея к началу юрского периода.

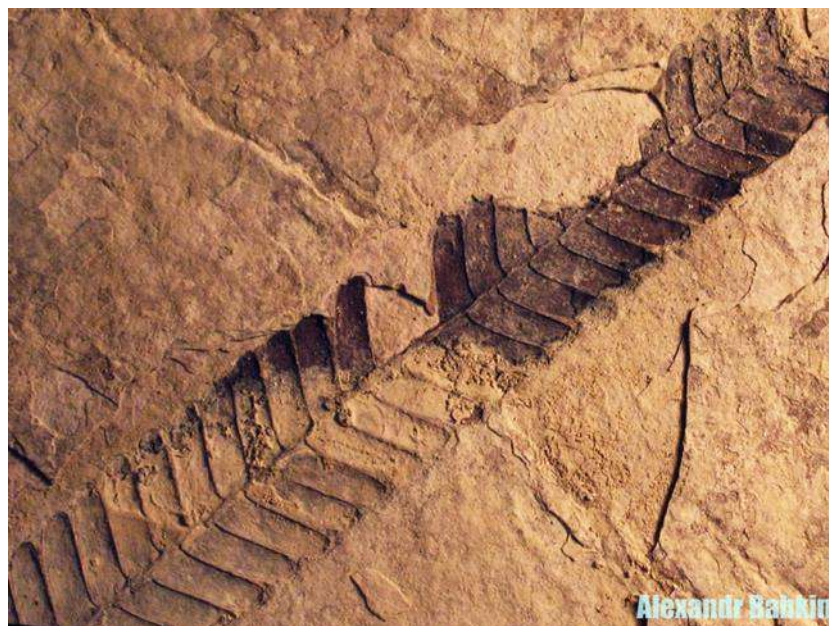
В юрском периоде началась следующая эпоха углеобразования, завершившаяся во второй половине мелового периода. В юре уголь накапливался за счет папоротников, хвощей, саговниковых и хвойных. Юрский лес уже имел типично мезозойский вид и сильно отличался от позднепалеозойских лесов: древовидные папоротники имели весьма ограниченное распространение; широкое распространение получили саговниковые – деревья с небольшими стволами и с длинными перистыми листьями на верхушке похожие и на пальмы и на папоротники. Весьма распространены были гинкговые.



Отпечатки в юрском угле. Центральный Казахстан. Фото Александр Бабкин



Отпечаток листа саговникового дерева. Юрский период



Отпечаток листа. Юра. Южный Казахстан

В меловом периоде основными углеобразователями являлись саговниковые, беннеттитовые (близкие родственники саговниковых), древовидные папоротники, хвойные. Сформированные в первой половине мела цветковые (покрытосеменные) быстро заняли господствующее положение во второй половине периода. Древесные формы цветковых достигли невиданных ранее размеров – высота деревьев превышала 100м, а толщина стволов достигала 15м.

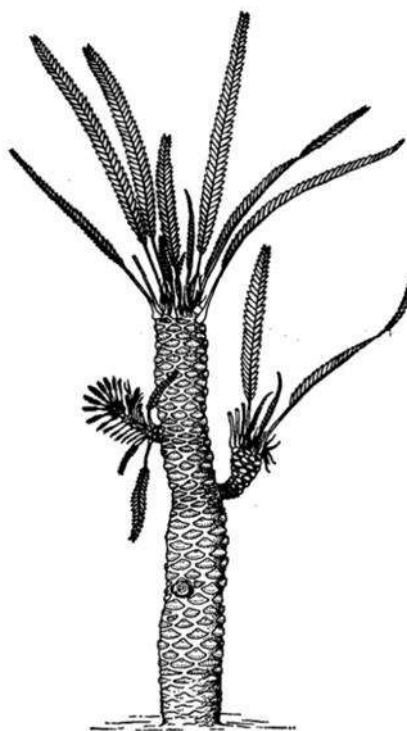


Рис. 170. Вильямсония Сьюарда (*Williamsonia sewardiana*). Реконструкция целого растения.

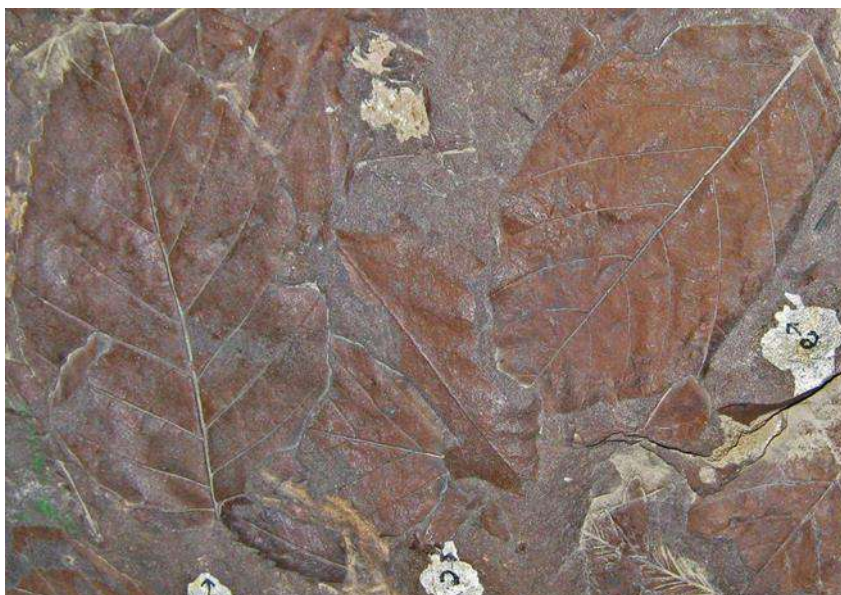
Дерево порядка беннеттитовых. academic.ru

На рубеже мела и палеогена, то есть на границе мезозойской и кайнозойской эр, углеобразование почти прекратилось, но вскоре накопление углей возобновилось, причем **в начале и середине эоценовой эпохи палеогена 56 - 37 миллионов лет назад угленакопление достигло самой высокой интенсивности в истории Земли. В целом палеоген и неоген выделяются как очередная эпоха углеобразования – на этот раз формировались бурые угли, то есть угли, не достигшие пока каменноугольной фазы метаморфизма.**

Пышная флора палеогенового периода была весьма разнообразной, что было обусловлено в целом теплым и влажным климатом на всей планете до начала олигоценовой эпохи, когда начало расширяться оледенение Антарктиды. Папоротники, пальмы, кипарисы, мирты, лавры, секвойи, платаны покрывали большую часть Евразии и юг Северной Америки. Северную часть Евразии и Северной Америки покрывали листопадные буки, дубы, березы, клены, ольха, гинкго, хвойные. Важнейшими растениями углеобразователями являлись: болотный кипарис, ольха и нисса. Углеобразование в палеогене проходило почти исключительно в озерно-болотных условиях. Больше всего угля накапливалось в Северной Америке и в Сибири. Каменные угли палеогена известны на острове Хоккайдо и на востоке Китая.



В палеогеновом лесу. bizleyart.com



Отпечатки листьев. Палеоген. Восточный Казахстан. Музей природы. Академия наук Казахстана

В неогене углеобразующие леса составляли различные хвойные на севере (ель, сосна, лиственница, пихта) и широколиственные на юге (платан, лавр, ольха и многие другие).

В настоящее время **в четвертичном периоде** продолжается накопление отмершей растительности за счет цветковых, различной болотной травы и мхов в болотах северной Евразии и севера Северной Америки, а также за счет мангровых зарослей тропических побережий и, в меньшей степени, водорослей некоторых озер (сапропели). **Бурые угли четвертичного возраста известны в Новой Зеландии** на острове Северном возрастом всего лишь 45 тысяч лет и на некоторых островах Тихого океана – промышленного значения они не имеют.



Болотный лес в Украине. ua.igotoworld.com

Со времени появления наземной растительности существовали особо благоприятные эпохи для накопления отмершей растительности и ее последующей углефикации. Можно выделить две наиболее важные эпохи углеобразования: каменноугольная – карбон-пермская (около 40% запасов углей планеты) и бурогоугольная – палеоген-неогеновая (около 50% запасов углей).

Скорость современного накопления торфа составляет около 1 мм в год. Из 1-метрового слоя торфа может получиться 20 см каменного угля. Значит 2м угля может образоваться через 10 000 лет; 200м за 1млн лет; 500м за 2,5 млн лет.

Беспрерывное существование в течении 1-2 млн лет высокопродуктивного лесного массива на площади равной крупнейшим угольным месторождениям представляется вполне вероятным. Можно предположить, что сплошной угольный пласт с рекордной мощностью 240м (в австралийском штате Виктория) является результатом накопления отмершей растительности на протяжении около 1,5 млн лет.



Наиболее благоприятным рельефом для образования угля являются болотистые и озерные впадины и приморские побережья у речных дельт, обеспечивающие регулярное затопление и захоронение опавшей растительности, что блокирует воздействие воздуха и бактерий живущих за счет древесины. Леса, произраставшие в районах активной вулканической деятельности, также

подвергались регулярному захоронению (причем в живом виде) вулканическими осадками, а в некоторых случаях погребенные под вулканическим пеплом деревья не подвергались никакому биологическому и химическому воздействию – древесина сохранялась длительное время в неизменном виде. Например, на Аляске извлекли с глубины 760м ствол сосны возрастом 40 000 лет с полностью сохранившейся древесиной. На некоторых участках побережья Северного Ледовитого океана в ледниковых отложениях возрастом 10 000 – 20 000 лет нередко находки совершенно не изменившихся стволов деревьев.

Отмершая растительность в контакте со свободным кислородом при помощи бактерий и грибов разлагается на углекислый газ и воду: целлюлоза (основной компонент древесины) + $O_2 \leftrightarrow CO_2 + H_2O$. Если древесный опад (кора, ветви и листья) и стволы падают в воду или до своего разложения перекрываются рыхлым грунтом, то действие свободного кислорода и работа аэробных бактерий (бактерии, функционирующие на воздухе) прекращаются. В таких случаях захороненный растительный материал начинает подвергаться разложению другого типа – гумификации протекающей в анаэробных (бескислородных) условиях с участием анаэробных бактерий и специфичных грибов с образованием торфа. Однако при захоронении углей доступ воздуха не всегда полностью перекрывался вышележащим грунтом, и свободный кислород окислял некоторую часть захороненной растительности – такой процесс называется фюзенизацией тканей. При фюзенизации кроме того происходит обезвоживание с частичным обугливанием растительного материала. В этом случае получается волокнистый сажистый уголь – фюзинит.

В первую очередь разлагается как в аэробных, так и в анаэробных условиях основной материал древесины – **целлюлоза ($C_6 H_{10} O_5$)_n** на углекислый газ, метан и гуминовые кислоты; во вторую очередь разлагается более устойчивый **лигнин (усредненная формула $C_9 H_{10} O_2$, $C_{10} H_{12} O_3$, $C_{11} H_{14} O_4$)**, выполняющий **цементирующую роль в древесине, склеивая пучки целлюлозных волокон – это второе по важности и объему вещество древесины**. Лигнин в силу своей устойчивости считается основным углеобразующим веществом. Содержание лигнина в хвойных растениях выше, чем у листопадных, а **теплота сгорания лигнина в 1,5 раза выше, чем у целлюлозы**. Поэтому угли, сформированные из торфа хвойных деревьев, имеют повышенный выход углерода, водорода и других летучих веществ и повышенную теплоту сгорания.

В состав растительности также входят **белки**, которые содержат азот, серу и **липиды** – группу углеводов нерастворимых в воде. К липидам относятся жиры, воски, смолы, составляющие до 30% массы водной растительности и бактерий. Липиды являются вторыми по важности веществами при образовании водорослевых углей – сапропелитов.

Вероятно, что состав растительных компонентов и их соотношение за сотни миллионов лет менялся. Однако исследования установили, что различные части современных и древних растений в условиях углефикации претерпевают одинаковые изменения с незначительными отличиями.

Формирование торфа является длительной биохимической реакцией постепенного окисления отмершей растительности за счет кислорода самой древесины с выходом CO_2 и перехода древесного углерода и водорода в метан CH_4 и образования гумусовых кислот. Этот комплекс химических процессов получил название – гумификация. При гумификации молекулярная структура органических остатков значительно упрощается. Углеводы почти полностью, а белки частично разлагаются с выделением газов: оксида углерода CO , диоксида углерода CO_2 , метана CH_4 , сероводорода H_2S , аммиака NH_3 . После стадии оторфенения органику составляют наиболее

устойчивые углеводороды: алифатические цепочки $(CH_2)_n$, присущие сапропелям и ароматические соединения (C_6H_6) , характерные для гумусов (торф высших растений).

Деятельность бактерий по переработке торфа зависит от кислотности торфа. Чем кислотность выше, тем меньше в нем бактерий и лучше сохраняется структура растений. Разложение торфа зависит и от температуры – при 35-40 градусах Цельсия бактерии разлагают целлюлозу с наибольшей скоростью.

Со временем процесс гумификации замедляется. Слой торфа уплотняется, вода отжимается, уменьшается содержание гуминовых кислот. В общем гумификация сводится к уменьшению доли кислорода и увеличению доли углерода. **Глубоко гумифицированный торф постепенно переходит в состояние бурого угля. Превращение торфа в бурый уголь считается первой стадией (фазой) углефикации – метаморфического процесса значительного изменения химического состава торфа с ограниченным участием микроорганизмов. Метаморфизм углей большей частью обусловлен длительным воздействием давления перекрывающих пород и повышенной температурой в толще угля от 70 градусов С до 350 град.**

В торфе содержится 50 % углерода, в буром угле – 65-70 %, в каменном угле – 75-90 %, в антраците – 95% углерода. **Процесс метаморфизма углей сопровождается главным образом увеличением содержания углерода и соответственно снижением содержания кислорода и водорода путем отщепления наиболее слабосвязанных Н-, О- и S-содержащих групп в виде газов и паров.**

Бурые угли образуются при низких температурах и при разных давлениях, однако чем глубже залегают буроугольные толщи, тем быстрее протекает дальнейшая их углефикация. Бурые угли бывают бурого, коричневого, редко черного цвета, матовые или слабо блестящие.



Бурый уголь

Биохимические процессы на буроугольной стадии затухают, при этом газы (в основном это метан и углекислый газ) продолжают выделяться, но в меньшем количестве по сравнению с выделением «болотных» газов на торфяной стадии. На начальном этапе своего формирования бурые угли имеют еще вполне различимые древесные фрагменты и пористую текстуру – такой уголь

называется лигнитом. В составе бурого угля уже нет или почти нет целлюлозы, но сохраняется часть лигнина, который и определяет древесную текстуру угля. На предкаменноугольной стадии бурый уголь становится плотным и блестящим, но сохраняет свой бурый цвет.

Процесс образования углей может заканчиваться на буроугольной стадии (известны бурые угли карбонового периода). Чтобы образовались каменные угли, необходимы более высокие температуры и давление.

Каменный уголь – плотная порода чёрного, иногда серо-чёрного цвета; содержит 75-90% углерода, 2,5-5,7% водорода, 1,5-15% кислорода. Каменные угли имеют более минерализованный состав органической массы в отличие от бурых, меньший выход летучих и обладают меньшей влагоемкостью. Теплота сгорания – 30,5-36,8 МДж/кг. Большая часть каменных углей относится к гумолитам; сапропелиты и гумитосапропелиты встречаются в виде линз и тонких прослоев.



Каменный уголь. Фото Александр Бабкин

Большинство залежей каменного угля сформировалось в палеозое, преимущественно во второй половине каменноугольного периода и первой половине пермского периода, примерно в интервале 320 - 270 миллионов лет назад. Образование каменных углей характерно и для девона, юры и мела. В палеогеновых и неогеновых отложениях каменные угли имеют весьма ограниченное распространение.

Для образования каменных углей необходимо давление 1000-3000 атмосфер и высокая температура – 100-300 град.С. Такие условия обычно обеспечиваются с глубины 5 км. Залегают каменные угли, также как и бурые, в форме пластов и линз мощностью от сантиметров до сотен

метров и на разных глубинах – от обнажений на поверхности (в результате тектонических подвижек) до нескольких километров.

Метаморфизм каменных углей заключается в **увеличении относительного содержания углерода и уменьшении содержания кислорода и водорода, снижении выхода летучих веществ**. Также изменяется теплота сгорания, появляется способность спекаться в кокс; меняются другие физические свойства. Изменение физических свойств каменных углей в процессе метаморфизма проявляется по линейному закону в зависимости от уплотнения вещества, или параболическим законам, отражающим структурные изменения. По линейному закону изменяются блеск, отражательная способность витринита, другие свойства. Пористость, плотность, спекаемость, теплота сгорания изменяются по параболическому закону, либо по смешанному.

Каменные угли на средних стадиях метаморфизма могут при некоторых условиях приобретать **спекающие свойства — способность органического вещества переходить при нагревании от 130 до 180 град.С** в пластическое состояние и образовывать пористую монолитную массу — кокс. Кокс имеет весьма высокую теплоту сгорания – поэтому уголь специально спекают в промышленных количествах для нужд металлургии.

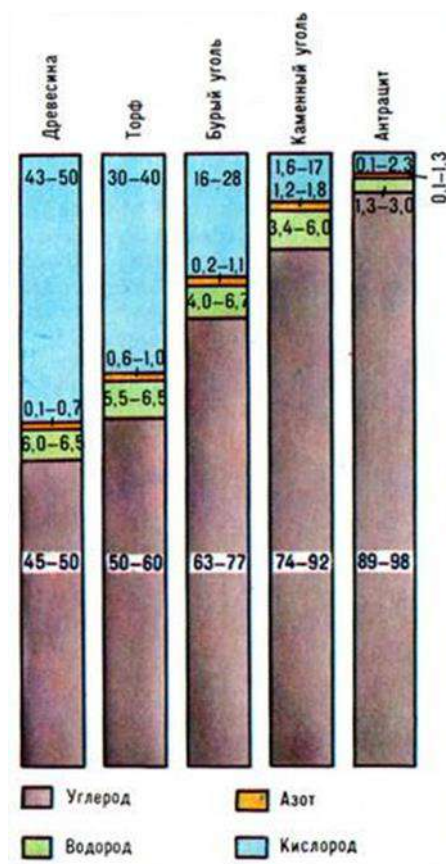
На крайней стадии каменноугольного метаморфизма угли преобразуются в антрациты — наиболее высокометаморфизованные угли. Антрациты имеют темно-серую окраску; обладают металлическим блеском с характерной кристаллической структурой на изломе и хрупкостью. Содержание углерода в антрацитах 91—97%, влажность менее 8%. Мацералы в антрацитах просматриваются с трудом.

Псевдокристаллическая структура антрацита обусловлена молекулярной плоскостной структурой так называемого ароматического углерода. Доля ароматического углерода в антрацитах достигает 90%. **Весь процесс углефикации сопровождается удалением неароматического углерода путем выделения метана и других газов, и ароматизации оставшегося углерода путем дегидрирования насыщенных циклических соединений, то есть увеличения в размерах кольцевых молекул углеводов.** В результате на антрацитовой стадии метаморфизма уголь приобретает почти кристаллическое строение.



Антрацит. Фото Александр Бабкин

При дальнейшем метаморфизме антрацит превращается в графит – темно-серое до черного вещество с отчетливой кристаллической структурой и тусклым металлическим блеском. Графит уже не является углем.



Неорганические горные породы состоят из минералов, а уголь из микроскопических компонентов – мацералов. **Мацералы** – это не кристаллы и они не имеют одинаковый химический состав; это частицы растительного и животного происхождения – микроскопические водоросли и их фрагменты, пыльца, споры, кутикулы, смоленные тельца и прочее. Частицы, которые не могут быть опознаны из-за глубоких изменений, называют основной массой, которую при микроскопических исследованиях подразделяют на прозрачную и непрозрачную. Основные характеристики мацералов угля – это показатель отражения и структура. Различия свойств мацералов связаны с исходным материалом – растительными остатками и с условиями химического преобразования остатков на торфяной стадии.

Все мацералы делятся на три группы – витринит, экзинит (липтинит) и инертинит.

Мацералы группы витринита имеют серый цвет различных оттенков, изменяющиеся по мере увеличения стадии метаморфизма в сторону светлого тона. Рельеф выражен слабее, чем у других типов. Витриниты обычно наименее зольные, то есть имеют малое количество минеральных примесей. Группа витринита включает три мацерала – телинит, коллинит и витродетринит и входит в состав всех каменных углей и антрацитов.

Группа семивитринита занимает промежуточное положение между группой витринита и инертинита, но ближе к витриниту. Мацералы этой группы серого или беловато-серого цвета, не имеют рельефа. Группа включает два мацерала – семиколлинит и семителинит.

Для **группы инертинита** характерны высокая отражательная способность и выраженный микрорельеф. Цвет от белого до желтого. В группу входит шесть мацералов – семифюзинит, фюзинит, макринит, микринит, склеротинит, инертодетринит.

Группа липтинита (экзинита). Цвет темно-коричневый, черный, серый в зависимости от степени углефикации. Группа включает шесть мацералов: споринит, кутинит, резинит, суберинит, альгинит и липтодетринит.

По преобладанию тех или иных мацералов каменные угли делят на литотипы, которые можно различить невооруженным глазом. Основные литотипы это:

Витрен — блестящий, со стеклянным блеском и раковистым изломом; твердый, хрупкий, состоящий из бесструктурного или со следами клеточной структуры вещества.

Кларен — блестящий, состоящий из однородной массы с небольшим количеством включений различных растительных элементов: спор, кутикулы, смоляных телец, измененных остатков растительных тканей.

Дюрен — матовый, плотный, вязкий, серого цвета; состоит из основной бесструктурной массы и небольшого количества различных элементов. В зависимости от преобладания микрокомпонентов выделяют споровый, кутикуловый и другие дюрены.

Фюзен — матовый, волокнистый с шелковистым блеском, хрупкий, мягкий; пачкает пальцы; имеет клеточное строение. Если стенки клеток набухшие, отверстия малы или нет совсем, то такой ингредиент называют витренофюзен.



Фюзен – черный прослой между твердым серым дюреном снизу и желто-коричневыми туфами сверху. Средний карбон. Джунгарский Алатау. Фото Александр Бабкин



Кларен. Фото Александр Бабкин

Залежи угля часто представляют собой чередование пластов разных мацеральных типов. Разнотипное переслаивание связано с различными физическими и химическими условиями опада растительных фрагментов и их последующим переотложением до перекрытия грунтами.

В прибрежно-морских, в том числе лагунных и дельтовых обстановках осадконакопления, характерных для угленосных залежей, угольные пласты формировались на площадях в сотни квадратных километров. Внутриконтинентальная обстановка (озёрная, озёрно-болотная, речная) обусловила ограниченное по площади распространение залежей угля. Однако в кайнозойские внутриконтинентальные залежи углей не уступают по площади приморским.

В большинстве случаев уголь залегает пластами почти параллельно напластованиям вмещающих пород на обширных площадях. Первоначальное залегание пластов угленосных формаций нарушается – от слабоволнистого, до слоев, смятых в крутые складки. Кроме того нередко разрывные нарушения смещающие угленосные толщи.

Обычная мощность отдельных пластов – от нескольких сантиметров до нескольких метров. Рекордные мощности сплошных пластов достигают сотен метров.



Угольный пласт. США. Фото Dennis Ernst



Угольный пласт. Таджикистан. Фото Александр Бабкин



Каменноугольные пласты Карагандинского бассейна. Центральный Казахстан. Фото Dedmaxopka

Большая часть включений в углях представляет собой минералы, образованные в процессе формирования угленосных формаций (кальцит, кварц, соединения железа, серы). Включения могут концентрироваться в трещинах или находиться в рассеянном виде по массе угля. Элементы, образовавшие эти минералы, содержались в самих растениях или были привнесены извне. Посторонние макровключения – валуны, галька, песок, заносились в торфяники еще во время их образования.

В зонах активного действия подземных вод вблизи дневной поверхности **угли подвергаются окислению** – в результате утрачиваются прочностные свойства, с превращением угля в сажистое вещество; изменяется и химический состав – возрастает относительное содержание кислорода, снижается количество углерода, увеличиваются влажность и зольность, значительно снижается теплота сгорания. Глубина окисления углей колеблется от 0 до 100 м.

На открытой поверхности уголь быстро выветривается под действием воздуха и осадков до полного разложения. Кроме того угли могут выгорать в результате окисления угля атмосферным воздухом.

Окаменение древесины

Окаменелое дерево – это древесина, замещенная различными минералами кремнезёма (диоксид кремния – SiO_2 с примесями) среди которых самыми распространенными являются **халцедон, кварц и опал**. Твёрдость окремненного дерева – 6 по шкале Мооса. Излом раковистый. Блеск стеклянный или восковой. Спайности нет. Сингония аморфная. При окаменении дерева текстура древесины нередко хорошо сохраняется – отчётливо видны годовичные кольца (если дерево имело их изначально), кора сохраняет почти полностью первоначальный рельеф. Например, окаменелый ствол, окрашенный в коричневый цвет лимонитом (один из минералов окиси железа), на первый взгляд может показаться свежеспаваленным деревом.

Процесс окаменения (петрификации) упавших деревьев, происходит под землей, когда дерево оказывается погребенным под рыхлыми осадками. **При отсутствии разлагающей и гумифицирующей жизнедеятельности бактерий и грибов, при изолированности погребенных стволов от массы отмершей растительности, а также из-за недостатка кислорода в подземных условиях, древесина может долго не портиться** – известны извлеченные из грунта стволы с неизменной древесиной возрастом до 40 000 лет. Кроме того **блокирование работы микроорганизмов обеспечивает фильтрация грунтовой воды насыщенной минералами**.

Первоначальный химический состав древесины при постепенной пропитке растворами кремнезёма (SiO_2) и кремниевых кислот (H_2SiO_3 , H_4SiO_4 , $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ и другие) может полностью замещаться минералами окиси кремния с полным или частичным сохранением первоначальной текстуры древесного материала. Замещение древесины глинистыми и другими веществами происходит значительно реже и ведет к потере первоначальной *текстуры и структуры*.

Свойства окисей кремния достаточно легко растворяться и осаждаться в аморфной или тонкокристаллической форме позволяют этому соединению наиболее совершенно воспроизводить органические формы. **Все остальные минералы осаждаются с образованием кристаллов, превышающих в большинстве случаев размеры мельчайших элементов древесного**

организма. Даже **структура**, то есть более тонкое строение древесины (вплоть до клеточного уровня), также может замещаться кремнеземом с сохранением в какой-то мере первоначальной формы. Однако почти полное отсутствие окаменелых веток деревьев пока не находит объяснений.

Окаменению деревьев способствует быстрое перекрытие стволов рыхлыми осадками, которые препятствуют разлагающему действию свободного кислорода и обеспечивают движение подземных вод. Поэтому окаменелая древесина часто встречается в вулканических пепловых осадках или в речных отложениях. Окремнению способствует также периодичное пересыхание подземного тока растворов, позволяющее кремнезему закрепляться в массе дерева. Поэтому окаменелые деревья чаще образуются в жарких районах переменной влажности.

Самые значительные залежи окаменелого дерева: США – в Аризоне, в Южной Дакоте, в Айове, в штате Вашингтон, в штате Миссисипи, в штате Колорадо; аргентинская Патагония, Египет (окаменелый лес у дороги Каир - Суэц, территория у Нового Каира, Маади, оазис Эль Фарафра), Россия (Средняя Сибирь, Камчатка, Приморье, Чукотка), Бельгия (около Хугардена), Бразилия (геопарк Палеоротта), Греция (окаменелый лес на острове Лесбос), Индия (Тируваккарай около Мадраса), Канада (остров Акселя Хайберга в Нунавуте на севере страны), пески Ливии, Новая Зеландия (залив Карьо на Кэтлинском побережье), Украина (Донецкая область), Мадагаскар.



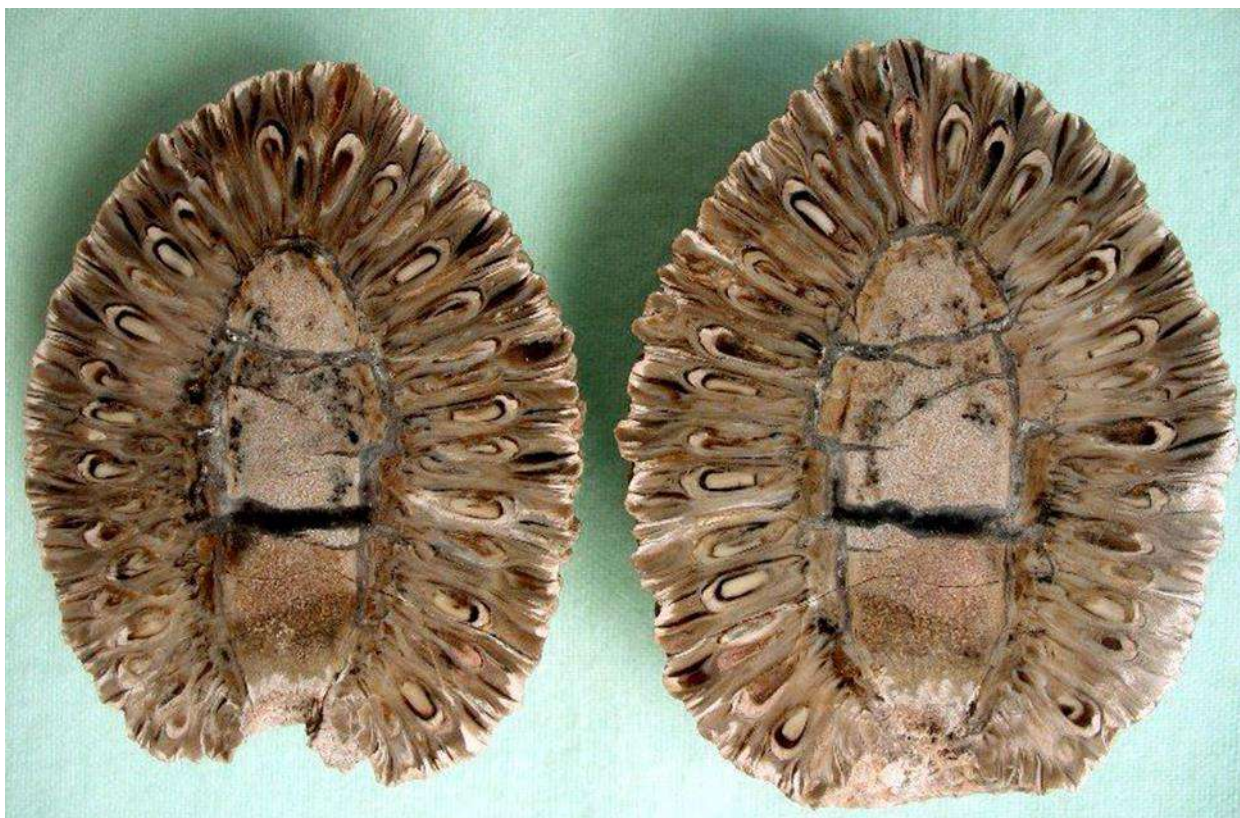
Петрифид форест. Forest mtritter.org



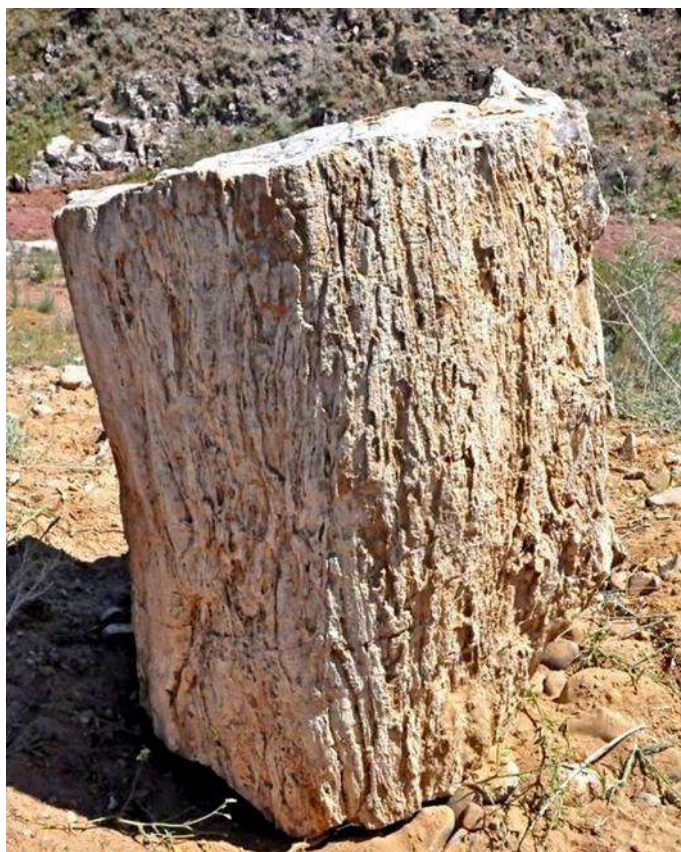
Петрифид Форест (Окаменевший лес) в Аризоне. Фото Ian Shive. Обломки окаменелой древесины, замещённой тонкокристаллическим кварцем, залегают в триасовых конгломератах. Окаменевшие стволы араукарии полностью лишены веток; наиболее крупные из них достигают длины 65 метров и диаметра 3 метров



Окаменелый ствол в Аргентине. Фото Alberto Azparren



Окаменелый плод араукарии в разрезе. Юра. Аргентина



Фрагмент ствола секвойи. Меловой период. Юго-Восточный Казахстан. Фото Александр Бабкин



Окаменевшая древесина. Палеоген. Южный Казахстан. Музей природы. Академия наук Казахстана



Окаменелый пень. Остров Лесбос. Греция. Фото Алина Танько

Замещение древесной органики неорганическими минералами в процессе окремнения идет без участия микроорганизмов – поэтому окаменение дерева процесс весьма медленный. Водный

раствор кремнезема, текущий сквозь осадок, привносит минералы в клетки растения, и **при распаде лигнина и целлюлозы (основные компоненты древесины, являющиеся углеводами) окись кремния в своих разных модификациях замещает молекулы углеводов с сохранением формы, а точнее вида древесины. Пористость древесины не сохраняется – окаменелое дерево представляет собой сплошной камень. Поры дерева, первоначально заполненные жидкостью, также целиком замещаются кремневыми минералами.**

Кроме того при петрификации (окаменении дерева) идет окрашивание повторяющее первоначальную текстуру древесного материала. Окраску при петрификации обеспечивают следующие примеси: окиси железа дающие красный, коричневый и желтый цвета; марганец – розовый и оранжевый; окись марганца – чёрный и жёлтый; медь – зеленый и синий; кобальт – зелёный и синий; хром – зелёный и синий; углерод – черный.

Целлюлоза распадается в процессе окаменения с большей скоростью, чем лигнин, вследствие различий в химической устойчивости этих веществ. Решетчатая ткань целлюлозы сохраняется достаточное время до начала окремнения. После или в течение окремнения оставшаяся целлюлоза распадается, оставляя модифицированный, но сцепленный лигнин. Таким образом, сначала замещается кремнеземом целлюлоза, а затем лигнин, причем замещаются эти углеводы кремнеземами из разного вида растворов и в разное время с образованием различных минералов (опал, халцедон и другие). Мембраны ткани растений проницаемы для истинных кремнеземных растворов с весьма мелкими частицами и отдельными молекулами и атомами, но непроницаемы для частиц коллоидных растворов, то есть растворов с достаточно крупными частицами кремнезема. Такое распределение разных видов кремнезема по массе способствует сохранению исходной текстуры дерева. Вероятно, неравномерным окремнением объясняется и неравномерное окрашивание дерева, повторяющее древесную текстуру.

При выделении диоксида углерода в процессе разложения дерева, кремнезем сразу осаждается на поверхности органического материала. **По мере того как органическая часть удаляется при растворении, она замещается кремнеземом.** Процесс окремнения идет медленно. Первоначально образованный слой кремнезема аморфен и порист и представляет собой странное вещество – полукамень-полудревесину на которой можно оставить след ногтем. Кремнеземный раствор проникает через этот слой за счет диффузионных процессов. **Такой процесс происходит большей частью при обычной температуре и концентрация кремнезема в растворе вряд ли превышает 0,02%. Тогда, согласно расчетам, скорость замещения древесины кремневыми минералами (замещение, вероятно, проходит последовательно от коры до сердцевины ствола) будет составлять около 1 мм за 1500 лет.**

При инфильтрации воды сквозь стволы деревьев в подземных условиях не весь кремний приносится с растворами извне. В растениях изначально всегда присутствует растительный кремний, который включается в процессы окремнения и, возможно, служит основным материалом при окаменении самых тонких структур древесины.

На конечной стадии образования окаменелого растения кремнезем может из аморфного состояния частично перейти в кристаллическую форму.



Фото А.Морел

Откуда столько песка в песчаных пустынях? Что заставляет песок собираться в таком количестве в определенных местах?

Песок – это скопление несцементированных окатанных и не окатанных обломков горных пород и минералов размером от 1мм до 0,05мм. Частицы размером менее 0,05мм называют алевритом, а менее 0,01мм это пелит или пыль.

Пески образуются в основном при физическом выветривании горных пород. Масса горной породы при суточных и сезонных колебаниях температуры воздуха, изменяет свой объем неравномерно, потому что породы почти во всех случаях состоят из зерен нескольких минералов с разными химическими составами. Разные минералы имеют разные коэффициенты расширения и сжатия при изменении температуры и соответственно порода, испытывая внутренние разнонаправленные напряжения, начинает трескаться и рассыпаться. В дополнение к этому в трещины попадает вода, которая при замерзании оказывает сильное давление на породу, а также растворяет породы с выносом солей в свободное состояние, а кристаллизация солей также оказывает давление в порах и трещинах породы.

Значительное количество песков отлагается при вулканических извержениях. В составе рыхлых вулканических отложений песок может быть основной фракцией.

Пожалуй, большая часть песков, покрывающих равнины, образуется в горных условиях при движении ледников и последующим размывом ледниковых отложений, а также в корях выветривания. Во времена покровных оледенений песчаные пустыни формировались и в зонах, приуроченных к покровным ледникам.

Песок в наземных условиях транспортируется почти во всех случаях реками, которые отлагают пески на равнинах, где песчаный материал может залежать и в чистом виде и в смеси с другим

обломочным материалом – глиной, гравием, дресвой, галечниками и т.д. **Песчаные пустыни являются либо бывшими аллювиально-дельтовыми равнинами (равнины, покрытые речными отложениями), либо – песчаным дном пересохших озер.**



Бывшее песчаное дно Аральского озера. ngmag.ru

Меньше всего песчаных пустынь морского происхождения. Одна из таких пустынь – Земля Бунге на Новосибирских островах в Северном океане, представляет собой огромную морскую отмель, которая в настоящее время обнажилась в связи с небольшим падением уровня океана.

Пустыни эолового происхождения, то есть пески перемещенные ветром и отложенные на **не песчаную поверхность** также имеют небольшое распространение.

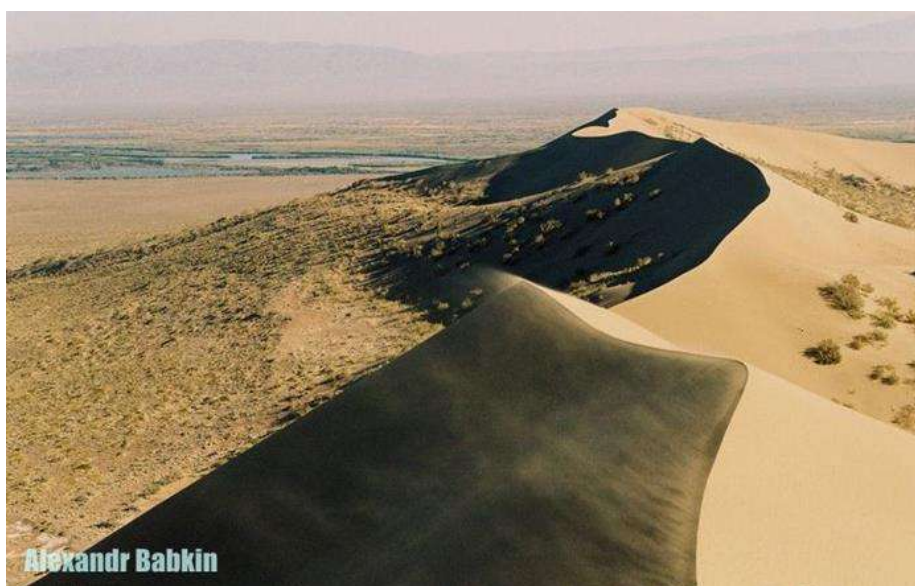
Скоплению песков в больших количествах способствует их отложение в озерных условиях, где распределение осадков по фракциям имеет широкое развитие. Зонные отложения озер формируются в сложном взаимодействии с разнообразными природными процессами, но в целом обломочный материал, поступающий в озера с реками, часто отлагается согласно своим размерам – сначала в прибрежной части откладывается галечник и гравий, дальше от берега – песок, а глинистые частицы откладываются в центральных районах водоемов. Кроме того озерная абразия – береговой прибой и течения тоже разрушают породы с образованием песка в числе прочего рыхлого материала. В результате волновой деятельности образуются пляжи, косы и бары. Именно в озерах происходит основная сортировка песка по размерам зерен и по минералогическому составу. В зависимости от климата в озерах отлагается преимущественно тот или иной минералогический вид песка, а чем длительнее существует озеро, тем четче формируется зональность его отложений. Однако в подводных условиях озерные отложения при длительном неподвижном залегании подвергаются уплотнению и цементации.

Пески большей частью состоят из зерен химически устойчивых минералов. При химическом выветривании происходит естественный отбор: разложение нестойких минералов и пород и накопление самых стойких – кварца, кварцитов и других. Существует залежи чисто кварцевых песков – ценного сырья для стекольной промышленности. Современные кварцевые пески образуются почти всегда за счет размыва осадочных пород. Магматические породы, разрушаемые в настоящее время, например граниты, поставляют свой кварц в значительно меньших количествах.

В составе песчаников содержится около 15% химически не устойчивых полевых шпатов. Значит и пески на всем протяжении истории Земли содержали примерно такой же процент шпатов – этой самой распространенной в земной коре минералогической группы.

В вулканических регионах встречаются пески, наполовину состоящие из распространенного минерала черного цвета – пироксена. В Египте существуют довольно обширные участки пустыни с пироксеновыми песками черного или коричневого цвета. Чем дальше пески находятся на поверхности, тем больше они желтеют, что обусловлено увеличением матовости поверхности зерен и покрытием их пленкой окиси железа.

Весьма значительная аккумуляция песчаного материала происходит и в устьях рек и больше всего в речных дельтах при впадении рек в озера и моря.



Бархан в Юго-Восточном Казахстане



Зеленый пляж на Гавайских островах. holestories.com



Белые пески в штате Нью-Мексико. wordpress.com

Возникновению песчаной пустыни на месте бывших озер, дельт и других частей равнин, способствует больше всего аридизация климата, то есть формирование сухого и жаркого климата. Сухость климата при этом является необходимым условием, а высокая температура не является обязательной для процессов иссушения – существуют барханные пустыни в холодных климатических зонах как, например, тибетская пустыня Чарклык, лежащая на высоте выше 4 км. Песчаные формы рельефа образуются и во внепустынных областях – прибрежных зонах океанов, морей, озер, долинах рек со слабым развитием растительности.

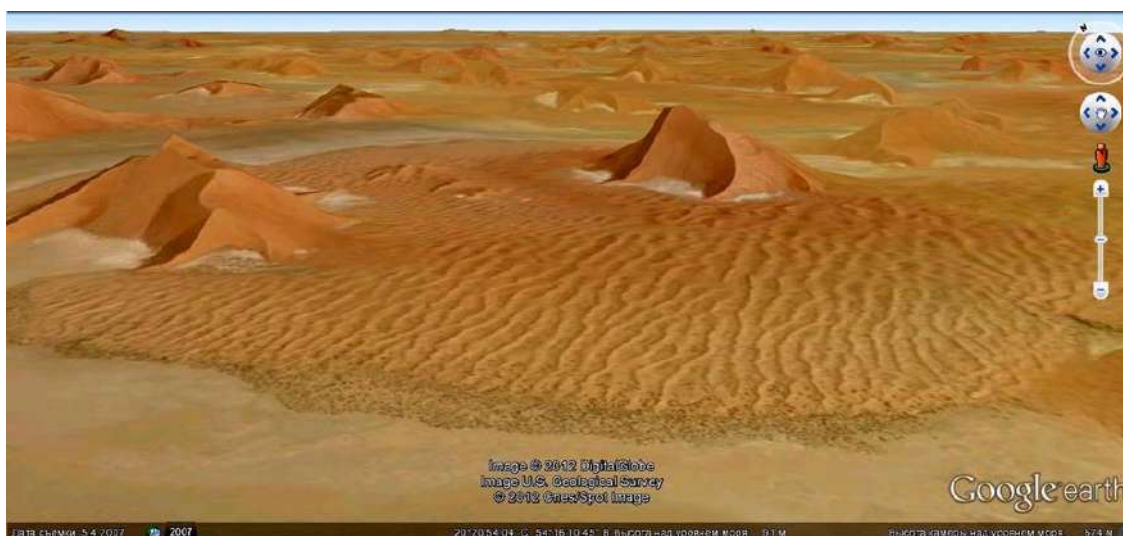
Первично накопленные пустынные пески могут быть переотложены ветрами и реками. По окружающей физико-географической обстановке можно выяснить в каких условиях пески образованы – в морских, озерных, речных, или эоловых.

При отсутствии достаточного увлажнения, цементация (литификация) песков и другого обломочного материала с образованием песчаников и других консолидированных пород, весьма затруднена. Значит при высыхании озер и рек в сухом климате озерные (лимнические) и речные (аллювиальные) отложения могут долго находиться в рыхлом состоянии и подвергаться воздействию ветра. Ввиду того, что климат по геологическим масштабам не обладает длительной устойчивостью, возраст песчаных пустынь, не превышает 5 миллионов лет. Песок имеет высокую способность цементироваться и поэтому достаточно длительное увлажнение климата приводит сначала к зарастанию песков, а затем к их цементации или затоплению. Нередко встречаются прослои песчаников среди песков, отложенных сотни, а то и десятки лет назад. Большинство песков имеют четвертичный возраст – до 2,6 миллионов лет,

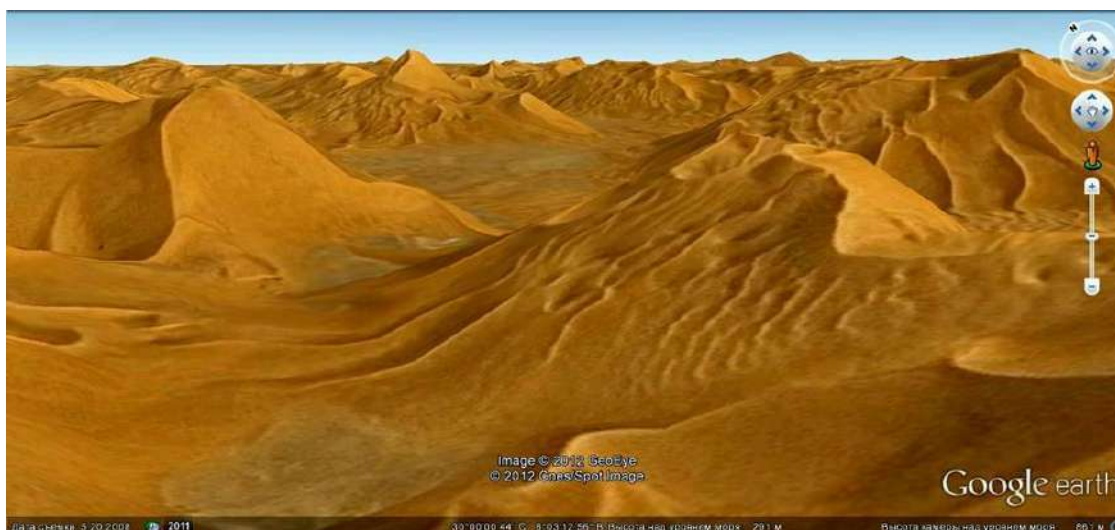
реже плиоценовый возраст – до 5 млн лет. Среди песков плиоценового возраста большая часть крупнейшей песчаной пустыни мира – Руб-эль-Хали на Аравийском полуострове, пески Ливии, значительная часть Кызылкума и Мойынкум в Южном Казахстане. Все более древние пески превратились в песчаники различной твердости и претерпевают дальнейшие физические и минералогические изменения.



Барханы в долине Смерти. Калифорния. Автор?



Руб-эль-Хали



Ливийская пустыня



Барханные цепи в Йемене. Фото George Steinmetz

Ветер является заключительным фактором формирования крупных залежей песка отделенного от других обломочных фракций.

Ветер, выдувая песок и пыль из массы более крупных фракций, отлагает песок на некотором расстоянии раньше пыли, а пылеватые частицы уносятся дальше. Таким вот, в общем простым способом, образуются большие скопления чистого песка. Однако при эоловой деятельности ветра размерность и минеральный состав песчинок редко бывают однородными. Ветер не только сортирует песок по размерности, но и смешивает разные фракции.

Ветер – основной фактор формирования песчаного рельефа. Рельеф песков имеет четыре основных динамических типа: 1. пассатный, образующийся при ветрах близкой ориентации; 2.

муссонно-бризный, образующийся при сезонной смене ветров противоположных направлений; 3. инверсионный, возникающий в районах с устойчивой и равномерной розой ветров; 4. интерференционный, возникающий при отражении ветра от горных сооружений.

Зависимость между режимом ветров и рельефом песков очень тесна. По рельефу песков, можно делать выводы о режиме ветров. Зависимость эта заключается в следующем:

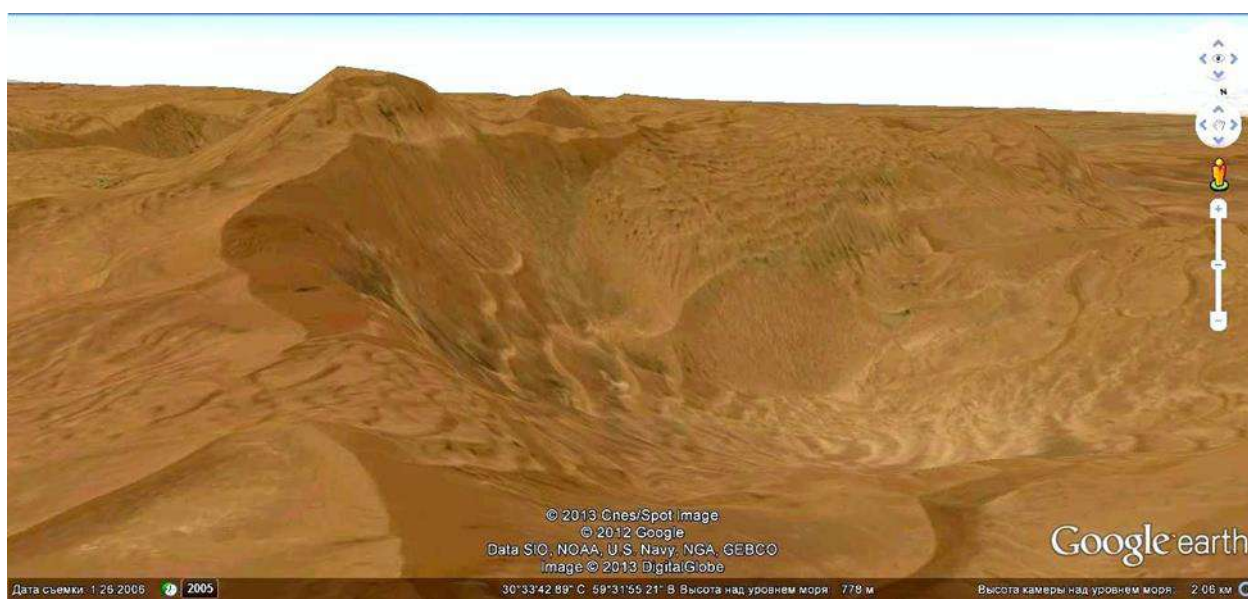
1. Системы постоянных ветров одного или близких направлений сносят пески в направлении этих ветров, но песок вследствие вихревого движения воздушных потоков образует продольные ветру гряды наветывания и межгрядовые понижения развевания. Такие гряды характерны для районов антициклональных пассатных ветров.

2. Система двух противоположных по направлениям ветров (муссоны, горные бризы или межгорные ветры) формирует песчаный рельеф поперечный ветрам – серповидные барханы, барханные цепи и комплексные барханные образования в десятки километров длиной, шириной до нескольких километров и до 400 метров высотой и повторяющиеся через 2-4 км. Такие формы возникают в районах торможения ветра при встрече двух различных воздушных потоков. Простые серповидные барханы, могут образоваться и при одном направлении ветра, в местах торможения и завихрения воздушного потока при контакте с песчаной поверхностью.

Эоловый песчаный рельеф составляют, главным образом, барханы самых разнообразных форм и размеров, а также эоловая рябь. Классический бархан – это песчаный холм в форме полумесяца, концы которого направлены по направлению постоянно дующего ветра. Наветренный склон бархана, направленный навстречу преимущественно дующего ветра пологий (до 15 град.), а противоположный подветренный – более крутой (до 40 град.). Дюнами обычно называют барханы, боковые концы которого закреплены растительностью и поэтому они направлены против направления ветра, при этом центральная вершинная часть дюны свободна от растительности и перемещается свободнее под действием ветра. Обычная высота барханов составляет первые метры и первые десятки метров, но может достигать высоты свыше 400м. Высочайшие барханы нашей планеты расположены в иранской пустыне Лут (до 407 м) и в китайской пустыне Алашань (до 405 м).



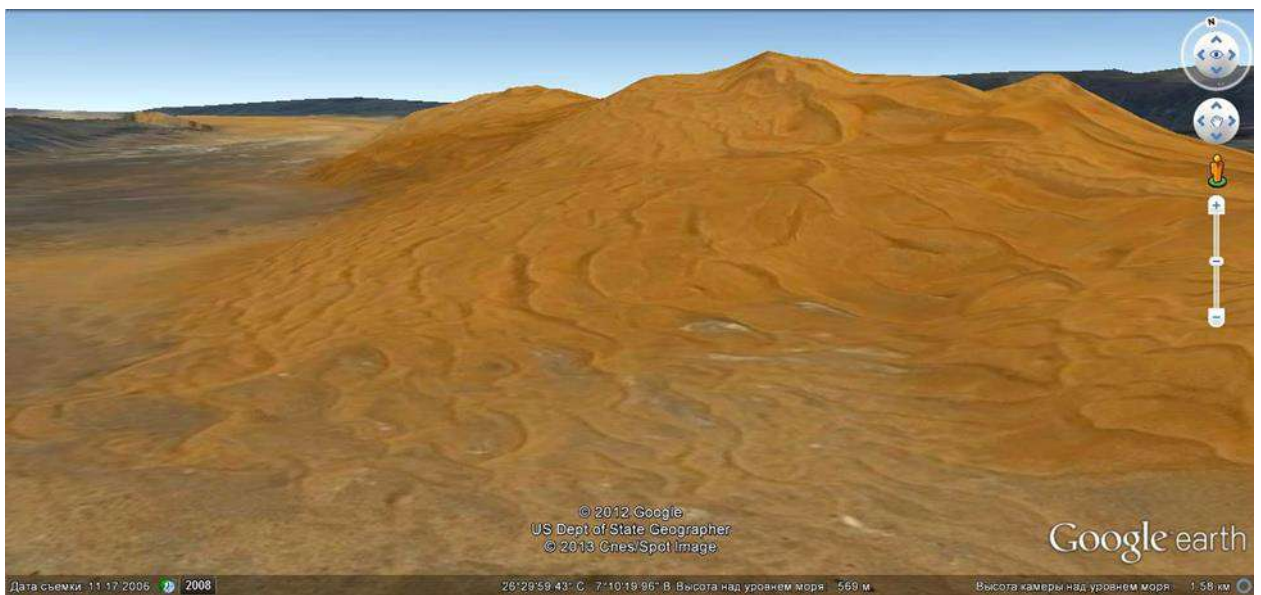
Пустыня Лут. Иран



Высочайший бархан пустыни Лут и всей планеты высотой 407м



Высочайшие барханы пустыни Алашань (до 405м). Фото George Steinmetz



Высочайший бархан Сахары высотой 366м в песках Тиффернин. Алжир

Вопрос сосуществования в одном районе в схожих климатических условиях песчаных барханных гряд перпендикулярных и продольных к преобладающему направлению ветра до настоящего времени остается дискуссионным.

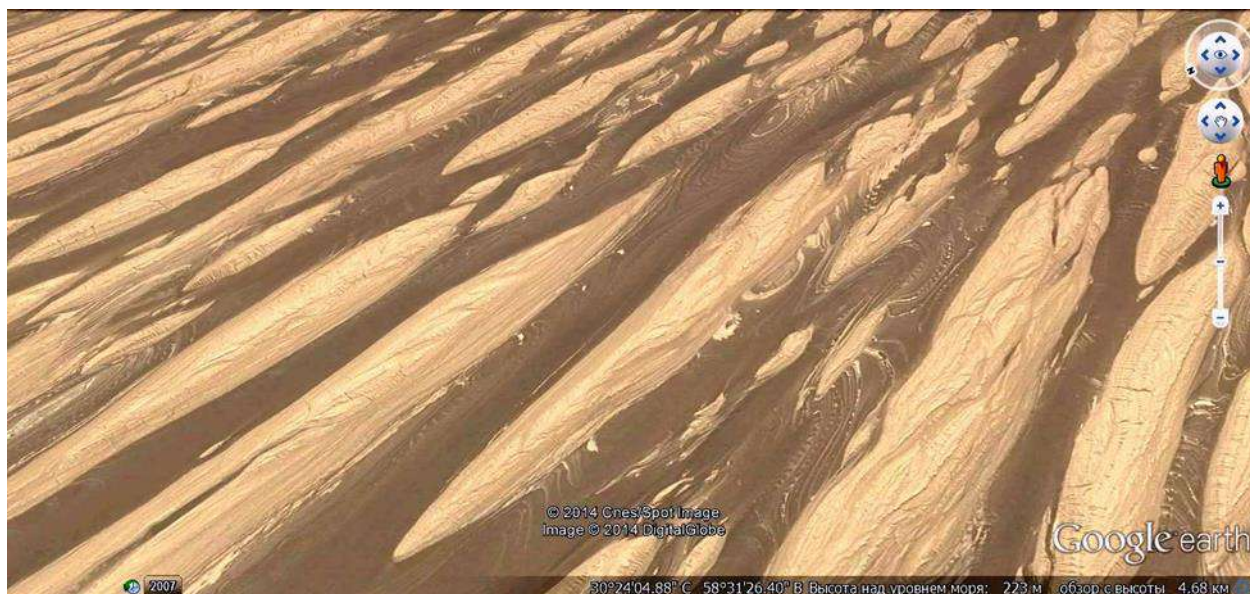
Потоки ветра в песчаных пустынях имеют винтообразный вид. При ослаблении потока ветер часто принимает вертикальное положение в виде смерча. Основой винтообразного движения ветра является нагрев песков вызывающих конвективное движение нисходящих и восходящих струй воздуха в сочетании с перемещением воздушных масс из области максимального давления в область минимального давления. При такой структуре ветер выдувает песок из межгрядовых

впадин и откладывает его на вершины гряд. В этих случаях образуются барханы и барханные цепи, параллельные направлению ветра.

Если ветровой поток тормозится, то образуются завихрения перпендикулярные потоку. Эти завихрения формируют перпендикулярные ветру формы песчаного рельефа – от золотой ряби до барханов.

Пирамидальные, округлые и бесформенные барханы формируются разнонаправленными ветрами.

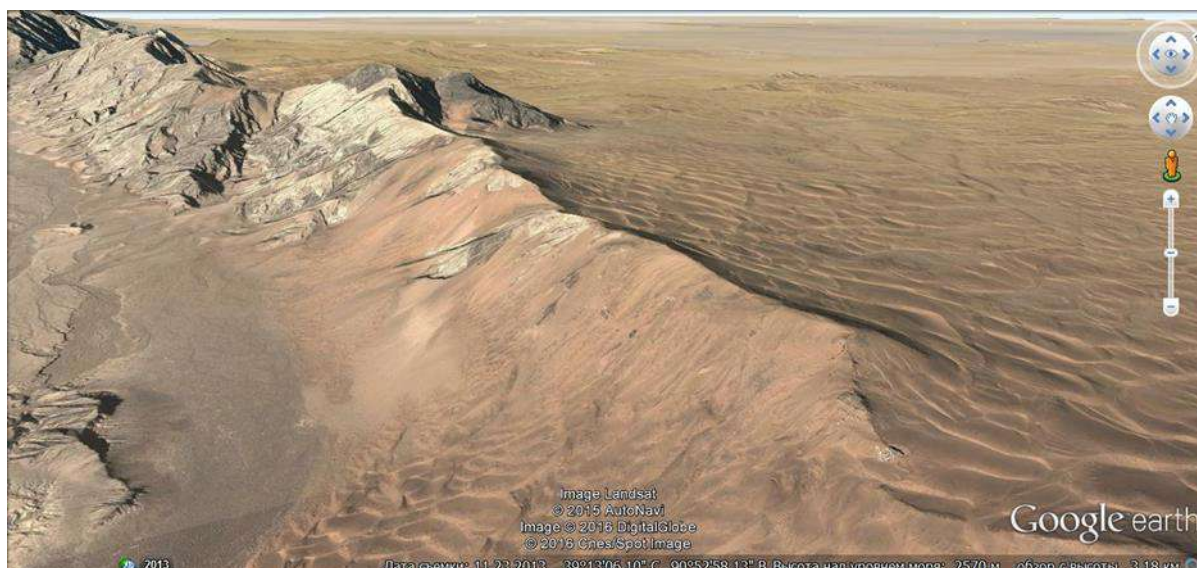
Если ветра получают значительное ускорение за счет орографических преград, то нередко образуются выровненные площади песков или желоба выдувания.



Желоба выдувания в пустыне Керман. Иран

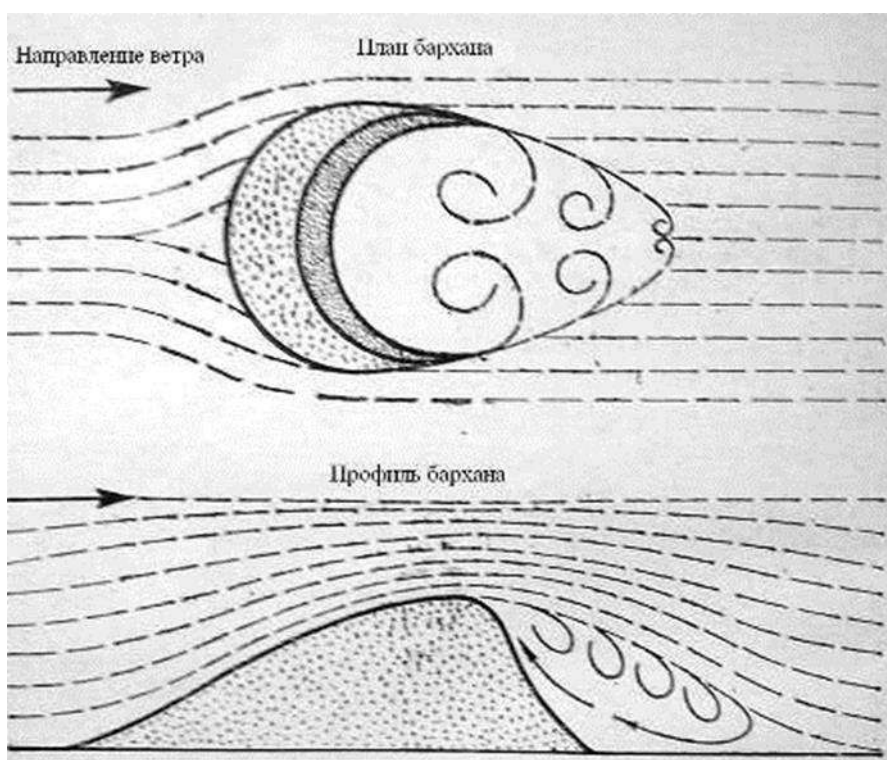
Барханы – это динамичные формы рельефа, меняющие свою форму и направление движения в зависимости от силы и направления ветровых потоков. Движение песка в разных частях бархана неодинаково.

Характерной особенностью бархана является образование вихря за гребнем с потоком воздуха обратного направлению ветра. Песок, сносимый ветром или осыпавшийся с гребня бархана, попадая в этот вихрь, осаждается на склоне. Такая аэродинамическая особенность формирует асимметричное строение бархана.



Пески пустыни Кумтаг перекатываются через отроги гор Кунь-Лунь. Западный Китай

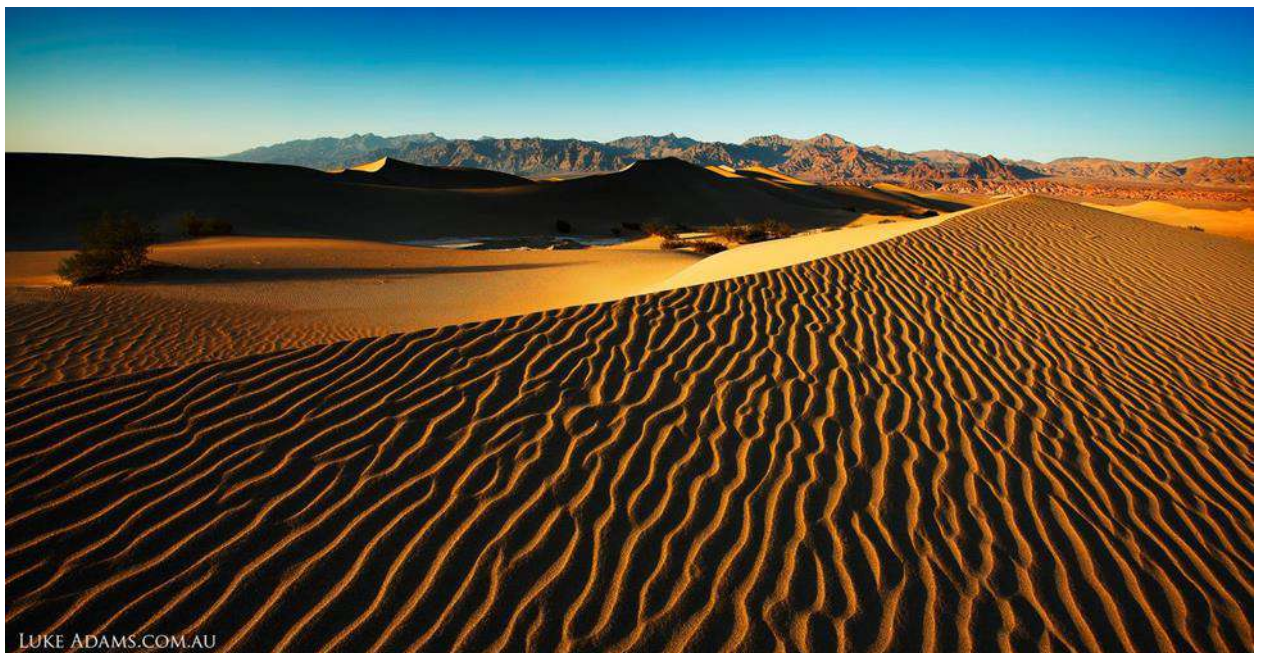
Формы рельефа оголенных и полужаросших песков: барханные параболические; барханные полукруглые; пирамидальные; ячеисто-грядовые; лунковые пески, при наличии системы равномерных ветров, дующих во всех направлениях; кольцевые при равномерной системе ветров; копьевидные, вытягивающиеся вперед по ветру.



Эоловая рябь образуется между двумя параллельно движущимися средами – песком и воздухом имеющими резко различную плотность и подвижность. Волнообразность движения песка приводит к образованию на его поверхности движущейся ряби. Высота валиков ряби от миллиметров до десятков сантиметров; валики ассиметричны – наветренные склоны более пологие. Движение ряби происходит за счёт осыпания подветренного склона валиков.



Золотая рябь в пустыне Таукум. Юго-Восточный Казахстан. Фото Александр Бабкин



Для песков пустынь характерна хорошая сортированность зерен с преобладанием частиц размером 0,1-0,25 мм. То есть пески без алевритовых и пылеватых примесей встречаются редко, а крупнозернистые пески из-за слабой способности перемещаться под действием ветра быстро зарастают, покрываются другими осадками и литифицируются.

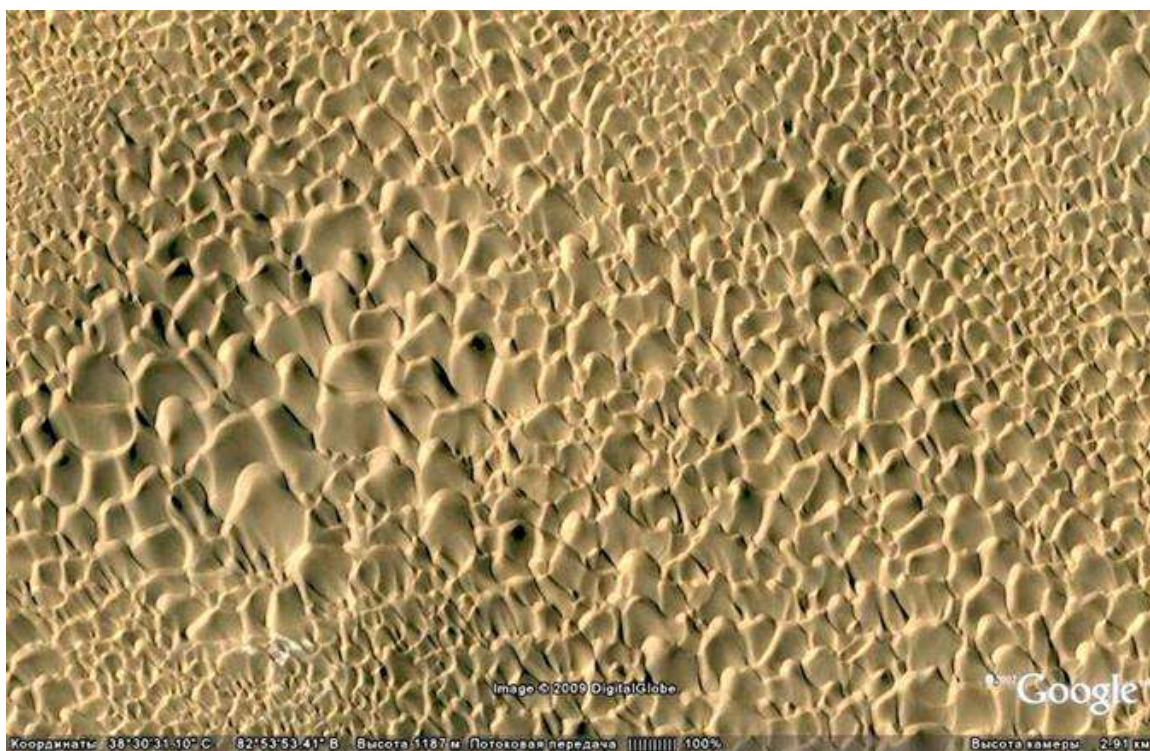
Поверхность зерен пустынного песка обычно матовая и покрыта пустынным загаром – пленкой окиси марганца или железа. Часто для зерен пустынных песков характерны двух-, трёх-,

четырёхгранные формы, возникающие вследствие шлифующего действия песка, переносимого ветром.

Легкая плавучесть и сыпучесть песков вызвана их высокой пористостью, которая изменяется от 26% до 87%. Пески обладают высокой теплоемкостью и быстрой теплоотдачей в связи с чем в песчаных пустынях суточные перепады температуры весьма высокие и резкие.



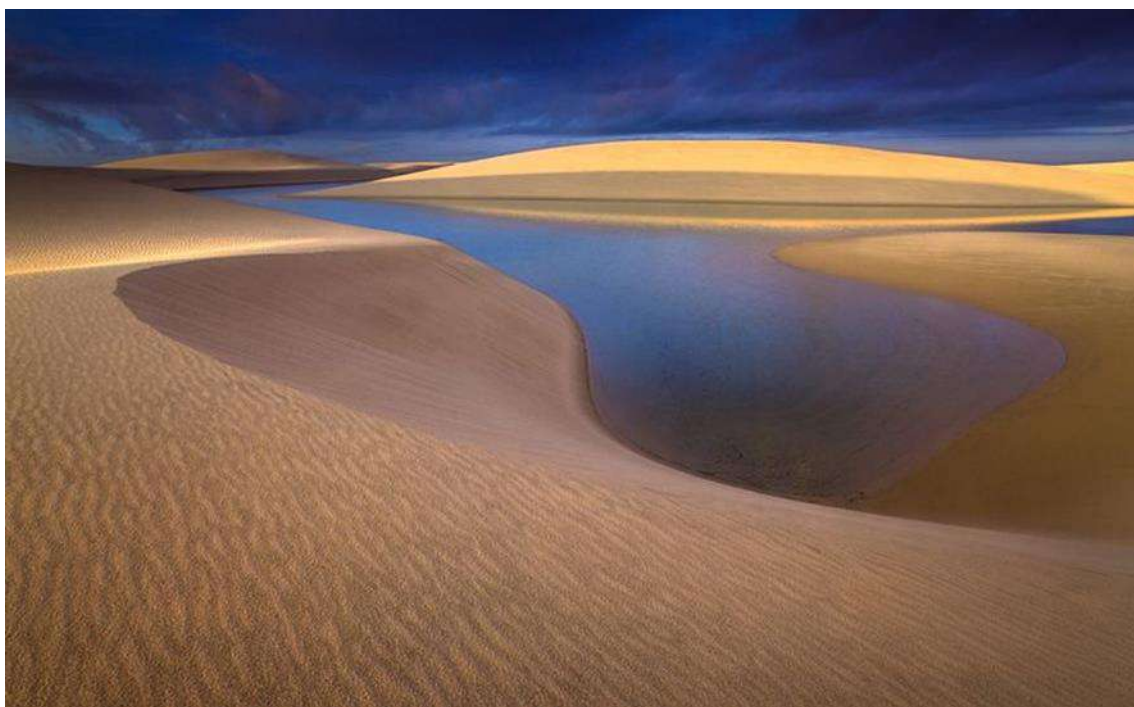
Барханы пустыни Намиб. Южная Африка. oxyphoto.ru



Такла Макан. Западный Китай



Белая пустыня. Египет. В песчаных пустынях имеет распространение корразийные формы рельефа, образованные под воздействием ударов песчинок переносимых ветром. Так как песок перемещается главным образом на высоте до 2м от поверхности, то скальные выступы над песками истачиваются большей частью в своем основании. Так получают классические корразийные пустынные «грибы».



Приокеанские пески в Бразилии. Фото М. Anderson



Барханы на Марсе. NASA

Александр Бабкин 2016



Лед – это твердое состояние веществ, которые в приповерхностных условиях Земли обычно являются жидкостями или газами.

На Земле в естественном ледяном виде может находиться вода и значительно реже – гидраты природных газов, главным образом метана CH_4 и диоксида углерода CO_2 . Общая формула гидратов природных газов $\text{ПГ}n\text{H}_2\text{O}$, где ПГ – молекула природного газа, а n – число молекул воды. Гидраты природных газов встречаются в районах вечной мерзлоты и на дне океанов при отрицательных температурах и давлениях не меньше 25 бар (примерно 25 атм).

Водяной лед. Общие сведения

Плотность чистого водяного льда (далее – лед) при температуре 0°C и давлении 1 атм равна $916,8 \text{ кг/м}^3$. При увеличении давления плотность льда несколько увеличивается. В основании Антарктического ледникового щита в местах мощностью 4200м, плотность льда достигает 920 кг/м^3 . Плотность льда увеличивается и при понижении температуры.

Под значительным давлением вода переходит в твердое состояние при температуре выше 0° . Экспериментально показано, что под давлением в 20 600 атмосфер лед остается твердым при температуре до $+76^\circ\text{C}$.

Объем воды при замерзании увеличивается на 10%, что вызвано особенностями водородных связей льда. Поэтому лед плавает в жидкой воде.

Водяной лед на Земле находится при температуре, которая соответствует температуре железа при белом калении. Железо при такой температуре должно деформироваться подобно водяному льду.

При соприкосновении и сжатии двух кусков льда они смерзаются – это свойство называется **режеляцией (смерзаемостью)**. Под действием местных повышенных давлений на контактах двух кусков льда может происходить некоторое плавление льда.

Образующаяся при этом вода выдавливается в места, где давление меньше, и там замерзает. Смерзание ледяных поверхностей может происходить и без давления, и без участия жидкой фазы.

Благодаря режеляции трещины в ледяных покровах и массивах способны "залечиваться" и трещиноватый лед может превращаться в монолитный.

Изменение структуры и текстуры льда под воздействием термодинамических процессов называется **метаморфизмом льда**. Метаморфизм льда наиболее полно выражается при смерзании пухлого свежего снега и превращении его на конечном этапе в массивный прозрачный лед. При ледяном метаморфизме происходят смещения, деформации, изменения формы и размеров кристаллов. В целом метаморфизм льда выражается в росте среднего размера кристаллов. По мере увеличения размеров кристалла интенсивность перекристаллизации замедляется.



Начало перекристаллизации снега на поверхности. Фото Александр Бабкин



Спуск в недра ледника Менделхолл. Аляска. mshcdn.com

Ледяные кристаллы одноосны, оптически положительны, обладают свойством двойного преломления, при этом у них самый низкий показатель преломления из всех известных минералов. В результате двойного лучепреломления световой поток в кристалле поляризуется. При прохождении через лед свет рассеивается и световая энергия переходит в тепловую, вызывая нагрев и таяние льда. Рассеянный свет придает льду голубые и зеленые оттенки. Белый цвет льда обусловлен наличием во льду большого количества мелких воздушных пузырьков.

Лед не допускает в свою кристаллическую решетку другие вещества. Такое свойство в природе уникально. Все примеси располагаются на границе кристаллов льда, либо в виде отдельно группирующихся кластеров.



Ледники в Заилийском Алатау. Фото Александр Бабкин

В зависимости от условий образования, температуры и давления насчитывается **3 аморфных вида льда и 15 видов кристаллического льда**. Многие из этих видов существуют на Земле в естественных условиях. Можно предположить, что остальные виды, полученные в лабораторных условиях, могут существовать в естественном виде на других планетах. Наиболее распространенным в природе является лед с гексагональной упаковкой атомов, образующийся при температуре $-0,01$ град. С. **Важной особенностью молекулярной структуры этого вида является концентрация молекул вблизи плоскостей перпендикулярных к главной оси гексагональной решетки. Такие плоскости именуются базисными. Разрушение сплошности льда по этим плоскостям происходит с разрывом двух молекулярных связей, а вдоль любой другой плоскости процесс разрушения идет с разрывом четырех связей.** Если направление давления не совпадает с базисной плоскостью, то наряду со сдвигом происходит изгиб кристаллов. Поэтому скольжение ледяного массива по базисным плоскостям требует в десять раз меньшего напряжения. Однако при температуре льда близкой к плавлению, сдвиги происходят одинаково легко по всем направлениям.

Лед на поверхности Земли находится в интервале температур от 0 до -90 град. С, поэтому молекулярное строение кристаллов льда постоянно изменяется под действием постоянно изменяющейся температуры, а также под действием давления, которое повышается по мере накопления ледовых толщ.

Увеличение размеров кристаллов льда сопровождается уменьшением прочности ледового массива. Со временем кристаллы льда, слагающие ледники, увеличиваются в размерах, и тогда соответственно повышается ползучесть ледников.

Идеальный лед без примесей, нарушений строения, и без слоистой макроструктуры является весьма прочным веществом, но постоянное наличие во льдах обломков горных пород, разного рода загрязнений и слоистой макроструктуры объясняет, почему даже низкие напряжения вызывают во льду пластические деформации.

Процессы деформации ледовых масс подразделяют на этап первичной ползучести, когда происходит вязкоупругая деформация упрочнения; вторичной ползучести, которая является переходным процессом между этапами деформации упрочнения и ускоряющейся деформацией разупрочнения (скорость деформирования льда в этом случае постоянна); и этап **третичной ползучести**, характеризующийся начальным ускорением разупрочнения и разрушением массы льда.

Горные ледники

Крупнейшие ледники горного типа, то есть имеющие в основном вытянутые формы, располагаются в Центрально-Азиатской горной системе (Гималаи, Каракорум, Кунь-Лунь, Памир, Тянь-Шань) и на севере северо-американских Кордильер.

Ледники образуются при накоплении снега, не растаявшего в течение теплого периода года, дальнейшем уплотнении снега до фирна и последующей кристаллизации до сплошного льда. Фирн – это плотный смерзшийся снег. Летом, когда снег тает, снежинки сплавляются, вода от растаявшего на поверхности снега просачивается в снежно-фирновые толщи, где ночью смерзается. Кроме того в превращении снега в фирн участвует сублимация – кристаллизация пара при испарении льда. По мере накопления следующих пластов снега фирн уплотняется. При превращении снега в лед происходит значительное его уплотнение: 1 кубический метр льда образуется из 10-11 кубометров снега.

Область питания горных ледников, то есть область накопления льда располагается в верхней части ледника. Лед накапливается при двух условиях – достаточно низкой температуре воздуха и большом количестве выпадающего снега. Так при незначительных годовых снежных осадках, хотя и при низких отрицательных температурах, в центральных районах Анд на 20-х градусах южной широты, ледники имеют весьма незначительное распространение даже на высотах свыше 6000 метров над уровнем океана. В то же время в южных Андах на 40-х градусах южной широты ледники имеют повсеместное распространение, спускаясь до уровня океана.

Имеет значение экспозиция горных склонов, где накапливается лед. На южных склонах (в южном полушарии на северных) высота ледниковой (снеговой) границы формирования ледников находится значительно выше, чем на северных склонах из-за угла падения солнечных лучей. Разница может достигать почти 1 километра по вертикали в одном районе. **Положение края и объем ледника изменчивы, что обусловлено количеством выпадающего снега.**

Массы льда под давлением приобретают пластичные свойства и под собственной тяжестью сползают вниз в виде ледниковых языков по депрессивным понижениям тектонического или водно-эрозионного происхождения. Лед, несмотря на пластичность, реагирует на быстрые

напряжения как хрупкое тело, в котором возникают трещины и сколы. Поэтому ледники не только плавно изгибаются, но и трескаются при крутых изгибах в соответствии со скальным рельефом не редко с образованием ледопадов. Чем обильнее питание фирнового бассейна, то есть область питания ледника, тем длиннее ледник и тем выше скорость его сползания. **Скорость движения ледника в целом различна и может быть относительно равномерной или прерывистой.** Так на Памире было зафиксировано передвижение ледника со скоростью до 150м в сутки. Это вызвано неравномерным накоплением льдов во времени и быстрой **гравитационной разрядкой ледника.**

Гравитационная разрядка тела ледника может проходить сложным образом. Начинаясь на одном из участков ледника, подвижка льдов распространяется из верхней зоны в языковую зону. Ледник может дробиться на крупные блоки, утончаться в срединной части потока, а в языковой части хаотично вздыбливаться. При этом возникают боковые разломы льда вдоль бортов, образуются ледовые складки, изгибаются срединные морены.

Летом скорости движения льда выше, чем зимой, днем выше, чем ночью. В теплое время года и суток в леднике и у его ложа скапливается вода, играющая роль смазки.

Скорость движения горных льдов неравномерна и в поперечном сечении тела ледника. Средние части ледника, где мощность льда больше, движутся быстрее; краевые, менее мощные и испытывающие трение о борта долины, перемещаются медленнее. В результате таких неравномерных продольных перемещений в леднике образуются продольные трещины.



Ледник на острове Элсмир. Канадский Арктический архипелаг. Фото Jerry Kobalenko



Оледенение в Центральном Тянь-Шане. Фото Александр Бабкин

Лед деформируется при малой нагрузке, но если эта нагрузка действует длительное время. **Ледники обычно состоят из нескольких пластин, которые под воздействием небольших напряжений легко перемещаются относительно друг друга.** Под постоянным однонаправленным давлением в леднике кристаллы льда, представляющие собой стопку тончайших листочков прилегающих друг к другу в базисной плоскости, деформируются в направлении базисной плоскости гораздо легче, чем в любом другом направлении. В процессе движения кристаллы постепенно приобретают упорядоченную структуру параллельную направлению движения ледника. В том же направлении наблюдается и сплющивание воздушных пузырьков в теле ледника. При касательных напряжениях 1кг на 1 кв см во льду образуются сколы – тогда скольжение пластин льда происходит вдоль плоскостей сколов. При больших вертикальных нагрузках и температурах близких к нулю, лед на плоскостях скольжения подтаивает, что способствует скольжению ледяных пластин льда по внутриледниковым сколам.

Кроме этого – **если температура ледника у ложа ниже плавления (таяния), то скольжение льда у ложа не происходит.** Придонные слои ледников, имеющих температуру ниже точки плавления, не движутся, так как они приморожены к ложу. Скольжение ледника по скальному дну может происходить только при условии донного таяния льда, потому что прочность смерзания льда с горными породами превышает прочность льда и при отрицательных температурах движение возможно только при разрывах внутри льда. Например, Гренландский ледниковый щит приморожен к ложу и его придонная часть не движется.

Наблюдения за искривлением ствола скважин в горных и покровных ледниках показали: нижние слои льда в 2-10 раз движутся медленнее, чем вышележащие слои. При таком механизме движения ледника вышележащие толщи блокируют перемещение нижних слоев, и тогда появляются вопросы о перемещении обломков горных пород донными частями горных ледников и тем более разрушение скального ложа.

До сих пор не выяснено соотношение разрушающей (эродирующей) роли льда и водных потоков в формировании ущелий и общего разрушения горных сооружений. С одной стороны мы наблюдаем очевидные и многочисленные геологические следы эродирующей работы

ледников, но с другой стороны льды явно не способны самостоятельно выпахивать ущелья и разрушать горы из-за весьма пластичных свойств льда, частой примороженности донной части ледников к скальному ложу и смазочной роли воды в случае положительной температуры дна ледника.

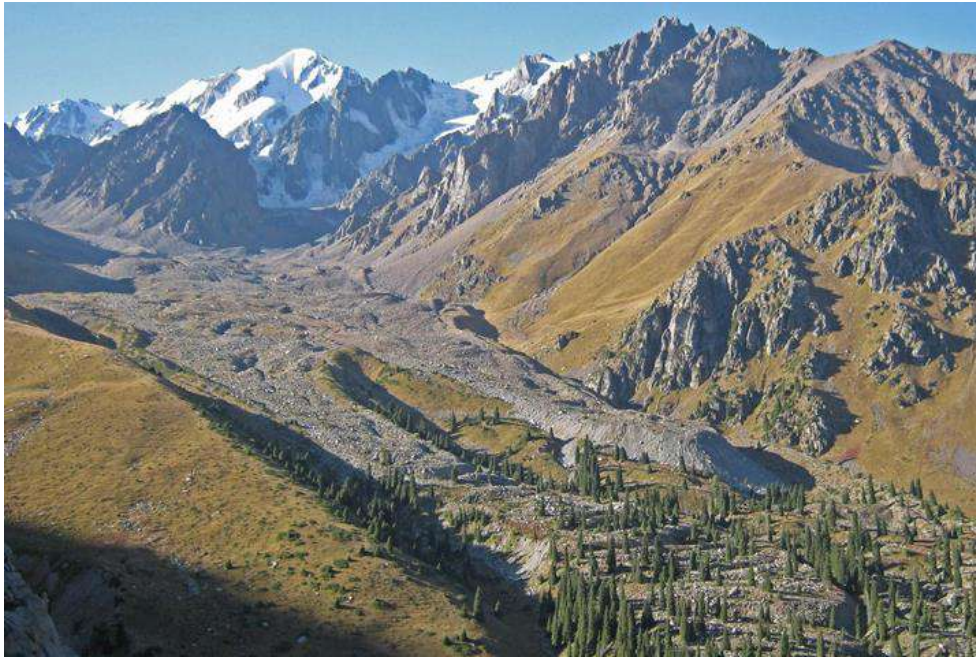


Алтай. Северо-восточные склоны хребта выработаны льдом, тогда как на юго-западных склонах на солнечной экспозиции лед не накапливался

Можно предположить, что основную роль в разрушении горных массивов играет образование трещиноватости из-за неравномерного расширения и сжатия горных пород при изменении температуры, особенно при температуре около 0 градусов. Дальнейшее растрескивание происходит при попадании в первичные трещины воды, которая замерзает в ночное время (причем почти круглый год) оказывая давление на трещины. Сильно растрескавшиеся разрушенные горные массы затем смещаются с места ледниками при положительных температурах придонных слоев ледника даже при не очень больших давлениях, что видно по фотографиям, иллюстрирующим итоги ледниковой деятельности. Кроме того ледники транспортируют значительное количество обломочного материала осыпавшегося на ледниковую поверхность с прилегающих горных склонов.



В ледниковой пещере. Северный Тянь-Шань. Фото Александр Бабкин



При стаивании ледника обломочный материал, находившийся внутри ледника и на его поверхности, оседает в виде конечной морены. Заилийский Алатау. Северный Тянь-Шань.

Фото Александр Бабкин

Пожалуй, более значительную работу по перемещению, а также окатыванию обломков, производят катастрофические селевые водо-грязе-каменные потоки, образующиеся при прорыве водоемов в приледниковых районах. Сель разрушает горный массив и размывает ранее отложенный ледником разрушенный материал в моренах. **Морена** — это скопление грубообломочного материала образованное при движении ледника, который транспортирует обломки вниз по ходу своего движения. 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. Наблюдения показывают, что в полярных долинных ледниках мощные морены имеются в тех местах, где ледники движутся по рыхлым отложениям. Там, где ледники движутся по коренным породам, толщина морен резко уменьшается или обломки отсутствуют вовсе.

Для ледникового льда характерна зернистость и полосчатость. Зерна ледникового льда представляют собой кристаллы неправильной формы, тесно примыкающие друг к другу. Такой лед называют поликристаллическим. Кристаллы поликристаллического льда со временем увеличиваются, а их число уменьшается за счет процессов перекристаллизации и режеляции. Размеры кристаллов увеличиваются также с глубиной, с удалением от источников питания и с уменьшением напряжений в ледниковой толще.

Размеры ледяных кристаллов колеблются от долей миллиметров до десятков сантиметров в поперечнике. На Земле Франца-Иосифа и в Гренландии находили кристаллы диаметром до 16 см и весом 500-700 г.

Полосчатость льда образована чередованием зимних более чистых слоев и летних слоев, часто загрязненных пылью и песком. В связи с разной плотностью и загрязненностью слоев их таяние происходит с разной скоростью, в результате чего поверхность ледника становится ребристой.



Ребристая поверхность ледника, образованная вертикальными слоями. Северный Тянь-Шань



Тело ледника. Северный Тянь-Шань. Фото Александр Бабкин

По числу и расстоянию между полосами можно определить приблизительную скорость движения ледника. Чередование темных и светлых слоев, а также поверхностные и внутриледниковые слои морен образуют рисунок на поверхности ледника, который формируется неравномерным плоскостным (пластинчатым) движением льда. **Ледниковые сезонные слои параллельны плоскостям перемещения ледника – у бортов они приобретают крутое падение до вертикального положения, у дна слои залегают горизонтально.** В конце ледника, на его языке,

из-за более быстрого перемещения срединной части тела ледника, слои образуют дуги, выпуклые стороны которых обращены в направлении движения льда, а по бокам слои остаются в положении крутого падения. Сложные ледники, образованные в результате слияния двух или нескольких составляющих, имеют несколько отдельных систем слоев и морен, каждая из которых соответствует своему притоку.



Сложный ледник в Гренландии



Царапины от камней перемещаемых ледником. Алтай. Фото Александр Бабкин



Ледниковый «гриб». Северный Тянь-Шань. Фото Александр Бабкин

При длительном снижении среднегодовых температур горные льды по мере своего накопления начинают заполнять все ущелья и выползать на прилегающие равнины. Дальнейшее оледенение с почти полным покрытием гор и сплошным региональным распространением называется покровным оледенением.



Центральный Тянь-Шань. Snatenkov.ru



Ледник Маласпина при выходе из гор на равнину. Аляска. [photoshelter.com](https://www.photoshelter.com)



Внутри ледника. Аляска. [pixforweb.com](https://www.pixforweb.com)



Ледник, поросший лесом. Аляска. Фото Том Веан



Когда встречается ледник с лесом. Аляска. Фото S. Hess

Покровные ледники

85% общей площади современных ледниковых покровов (14,4 млн. кв.км) приходится на наземный покров Антарктиды, 12,1% составляет покров Гренландии и 2,6% остаются на ледниковые покровы Канадского архипелага, Исландии, Шпицбергена, Новой Земли, Северной Земли и других островов Арктического океана.



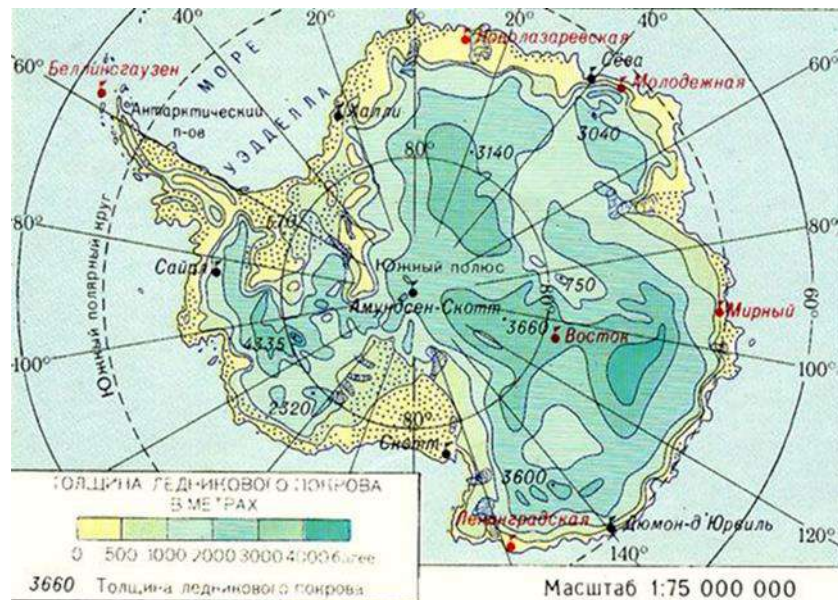
Выводной ледник покровного оледенения на Новой Земле. Четко виден фронтальный вал обломочного материала, перемещенный ледником. Фото Иван Шурф

Покровными ледниками или щитами называют обширные ледяные поля площадью более 1000 кв. км, где льды смещаются в радиальном направлении, то есть во все или почти все стороны от срединной части ледника и областью питания которым служит вся или почти вся площадь ледового покрова. Ледниковые покровы имеют плоско-выпуклый вид.

Рельеф ледникового покрова слабо зависит от рельефа местности, которую он покрывает. Поверхности самых крупных щитов – Антарктического и Гренландского накрывая скальный рельеф толщей льда мощностью более километра, выглядят сглаженной почти ровной пустыней, несмотря на погребенные подо льдами горы высотой в несколько километров от подножия. Однако высочайшие вершины Трансантарктического хребта высотой более 4 км и высочайшие горы Антарктиды – массив Уинсон свыше 5 км над уровнем океана все-таки возвышаются своими скальными вершинами над ледовой поверхностью Антарктиды.

Антарктический ледниковый щит покрывает около 98 % площади Антарктиды и является самым крупным скоплением льда на Земле. Его площадь составляет 14 млн квадратных километров, объём — 30 млн кубических километров льда. В Антарктическом щите содержится около 61% всей пресной воды на Земле, что эквивалентно 70м уровня Мирового океана. Оледенение Антарктиды началось около 45 млн лет назад. Около 20 000 лет назад во времена последнего ледникового периода Антарктический ледяной покров занимал южную часть Южной Америки, скрывая льдами Южные Анды, достигающие высоты 4 километров.

В Восточной Антарктиде фундамент ледяного щита находится выше уровня океана, а в Западной Антарктиде фундамент погружается более чем на 2,5 км глубже уровня океана. Самые мощные толщи льда (до 4335 метров) заполняют равнину Бэрда в Западной Антарктиде лежащую целиком ниже уровня океана. В Восточной Антарктиде максимальная мощность льда достигает 3660 метров.



Антарктический покров имеет два типа оледенения – континентальный и шельфовый. Шельфовое оледенение представляет собой ледниковые поля, сползающие с материка на прилегающее к Антарктиде морское дно и частично залегающие непосредственно на дне или находящиеся в плавучем состоянии, так, что между шельфовым ледником и дном образуется зазор воды глубиной до 100 метров. Площадь шельфового ледника Росса крупнейшего в Антарктиде составляет 472 960 кв.км. Толщина льда у тыловых границ шельфовых ледников достигает до 1300 м, у шельфовых барьеров редко превышает 150-200 м. Морские приливы и отливы откалывают фрагменты шельфовых ледников, в результате чего образуются айсберги. В водах Антарктиды встречались ледовые поля длиной более 300 км и шириной около 100 км.

Движение льда в ледяном щите Антарктиды направлено от нескольких центров к периферии и **скорость их перемещения разная – в пределах от 3см до 35см в сутки**. При большой мощности и давлении льды способны течь против уклона поверхности ложа и преодолевать возвышенности. В

центральных районах континента скорость движения льдов ниже, чем у краев материка. По некоторым расчетам в центральных районах Антарктиды передвижение льда на 50 км происходит более чем за 1 миллион лет.

Большая часть донных льдов Антарктиды, как и остальных покровных ледников, приморожена к скальному основанию, поэтому не участвует в перемещении. Вышележащие пласты льда движутся в сторону океана. В районе Южного полюса, где толщина льда порядка 2500 м, возраст придонных слоев льда около 250 тысяч лет, а на глубине 200 м от дневной поверхности около 2 тысяч 100 лет – то есть нижние горизонты льда значительно отстают от движения верхней части антарктического ледника. Таким образом, **льды Антарктиды в большей степени консервируют подледный рельеф, чем эродируют его**. Донное таяние льдов имеет место и в Антарктиде. Это явление объясняется действием геотермического потока тепла из недр, в сочетании с низкой теплопроводностью льда. Некоторую роль в разогреве льда играет и сила трения. Донное таяние в Антарктиде обеспечивает водную смазку на ледниковом ложе и, следовательно, облегчает движение ледовых масс.

В Антарктиде существуют **выводные ледники**, по которым в море спускается значительная часть льдов со скоростью до 3,5 м в сутки. По достижении водной поверхности ледниковый лед откалывается с образованием айсбергов, и продолжает дрейфовать в море до полного таяния. Крупнейшим выводным ледником Антарктиды является ледник Ламберта. Через него за год проходит около 35 куб. км льда. Движение и форма выводных ледников аналогичны горным ледникам, но выводные ледники движутся посреди покровных льдов по понижениям в рельефе фундамента до границы с морем. Роль выводных ледников выполняют и шельфовые ледники, заполняющие крупные материковые заливы.



Река на гренландском ледниковом щите. wowpics.in

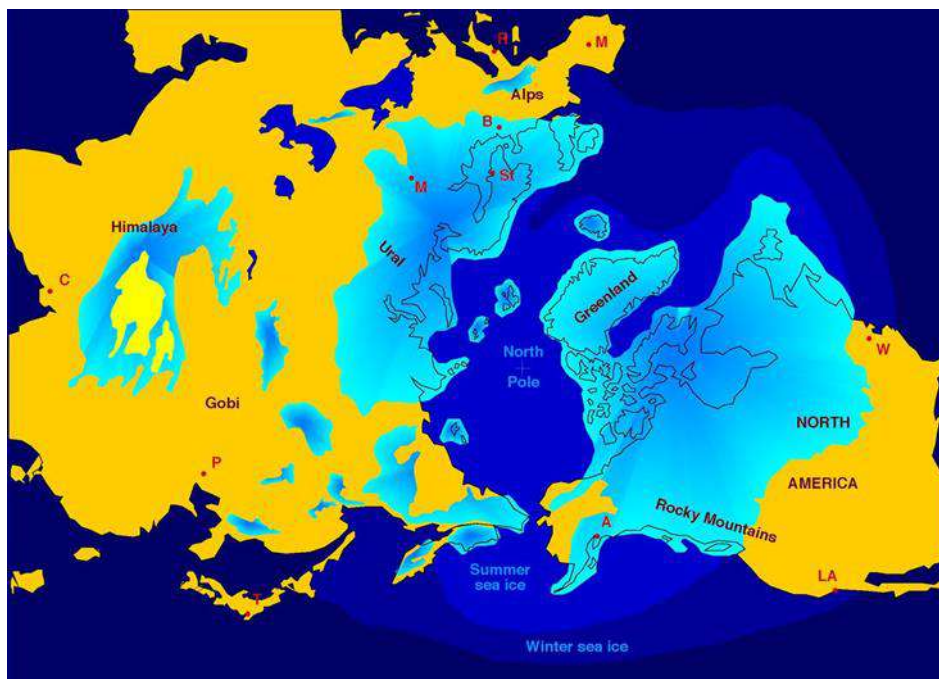
Гренландский покровный ледник занимает 80% площади острова Гренландия площадью 2 млн. кв.км. Центральная часть гренландского ледникового плато находится на высотах около 3000м. Максимальная мощность ледникового покрова Гренландии по сейсмическим данным около 3400м, средняя – около 1500м.

В Гренландии широко развиты выводные ледники, которые в большей степени являются сложными горными ледниками. У некоторых выводных ледников языки выходят в море до 40км и являются плавучими. От краевых частей выводных ледников, достигающих моря, периодически откалываются айсберги, высота которых над водой достигает 80м и более.

Скорости движения льдов в ледниковом щите Гренландии составляют 7-8 см за сутки, а в выводных ледниках повышаются до 27м в сутки, иногда и выше. Самые большие скорости измерены в концевых частях выводных ледников Гренландии — до 10км в год.

Последняя ледниковая эпоха на Земле завершилась 12000 лет назад. Тогда Арктическое полярное оледенение покрывало весь Северный океан с прилегающими к океану материковыми территориями. В Евразии льды доходили почти до Азовского залива Черного моря, а в Северной Америке ледник проник до современного штата Теннесси до 35 градуса северной широты.

Древние покровные льды принимали значительное участие в эрозии горных пород, но опосредовано. То есть **в разрушении и транспортировке горных пород главная роль принадлежала водным потокам таявших ледников, однако ледники, возможно, перемещали не меньшее количество обломочного материала на своей поверхности и внутри своего тела.** По всему северу Европы встречаются многотонные глыбы пород-отторженцев, перемещенные льдами на сотни километров.



Распространение Арктического ледникового покрова в максимальную фазу последней ледниковой эпохи

Главным центром древнего оледенения Европы была Скандинавия, где толщина ледникового покрова оценивается в 2,5-3 км; второстепенными центрами были Новая Земля и Северный Урал.

Основными центрами древнего оледенения Северной Америки являлись Гренландия, полуостров Лабрадор и северная часть Кордильер.

После исчезновения Арктического ледникового щита земная литосфера, ранее покрытая ледниками, испытывает до настоящего времени гляциоизостатическое поднятие. Литосфера без нагрузки льдов начинает всплывать в полужидкой астеносфере. Так, Канада и Скандинавский полуостров поднимаются со скоростью до 11 мм в год.



*Борозды, оставленные скальными блоками при их волочении ледниками ледниковой эпохи.
Северная Канада*

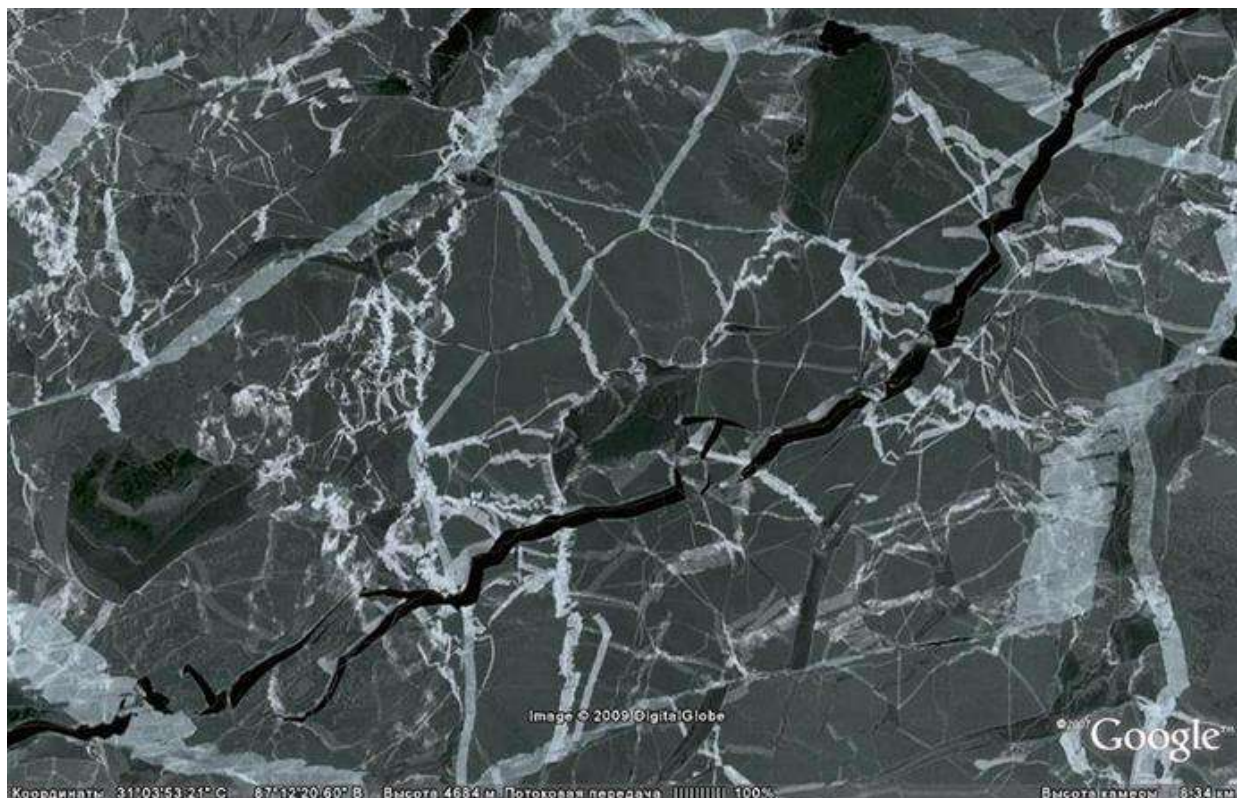
Морские и озерные льды

При температуре +4 градуса С вода имеет максимальную плотность и это предотвращает погружение на дно водоемов приповерхностных вод остывших ниже +4 градусов. В результате на поверхности скапливается менее плотная жидкая вода, имеющая температуру от +3 до 0 град. С. При минусовой температуре этот слой замерзает, образуя ледовое покрытие на поверхности водоемов, чему способствует блокировка конвективного перемешивания воды. То есть – охлаждающийся ниже +4 град. поверхностный слой уже не способен погружаться в толщу воды, а более плотная и теплая вода с температурой около +4 град., которая скопилась ниже, не способна подниматься и смешиваться с поверхностным слоем. Ледяная кора, ввиду своих хороших теплоизоляционных свойств, в еще большей степени предохраняет от замерзания жидкую воду и только при очень низких температурах неглубокие водоемы на поверхности Земли способны отвердеть до дна.

Лед морей и крупных и средних озер подразделяется на подвижный дрейфующий лед и неподвижный – припай. Припай образуется вдоль побережья, между островами и севшими на мель айсбергами. Припай может простираться в направлении открытого моря на несколько сот километров. Старые многолетние морские льды могут иметь мощность до 6 метров.

Процессы деформирования и разрушения ледяного покрова разделяют на термические и динамические. Термическое расширение и сжатие происходит неравномерно из-за различной

толщины льда и фирна, поэтому термические напряжения образуют систему трещин самых разных направлений и размеров.



Тектоника льдов на озере в Тибете

Динамические напряжения, вызванные течениями, образуют более однотипные трещины. Изгибные напряжения, вызванные поверхностной волной, образуют во многих случаях параллельные трещины на расстоянии половины длины волны. При медленном сжатии тонкого слоя льда, ограниченного толстыми льдами, образуется волнистая поверхность.

Торошение льдов сопровождается многими формами разрушения ледового поля. При высокой скорости дрейфа льдов образуются гряды торосов сдвигового происхождения. При сжатии тонких льдин образуются торосы наплзания. Вес льда в этом случае не уравнивается силами плавучести, а формирует изгибы, сопровождаемые срезами в виде уступов.

Площади деформирования и разрушения льда достигают десятков километров.

Взаимодействие дрейфующего ледяного поля с неподвижным объектом (берегом, дном и т.д.) сопровождается различными видами разрушения льда: поперечным изгибом, дроблением (смятием) и сдвигом по трещинам. При сжатии ледового поля происходят резкие длительностью 1-5 секунд скачки деформаций, вызванные сбросами напряжений при нарушении сплошности льда. Процессы сброса отмечаются на площади до 10 кв.км. На этапе первичной ползучести ледовое поле покрывается системой трещин, сопровождающейся скачками напряжений и излучением упругих волн. На этапе третичной ползучести лавинный процесс трещинообразования заканчивается разрушением.

Разрушение льдов вызывается не только внешними силами, но и внутренними, действующими в массе льда – энергия, высвобождающаяся во время сброса деформирующих напряжений, имеется во льду в виде запаса энергии упругой деформации.

При значительных внутренних напряжениях в ледовой коре, воздействие внешних сил может привести к быстрому разлому ледяного поля, либо к релаксации внутренних напряжений за счет образования трещиноватости.

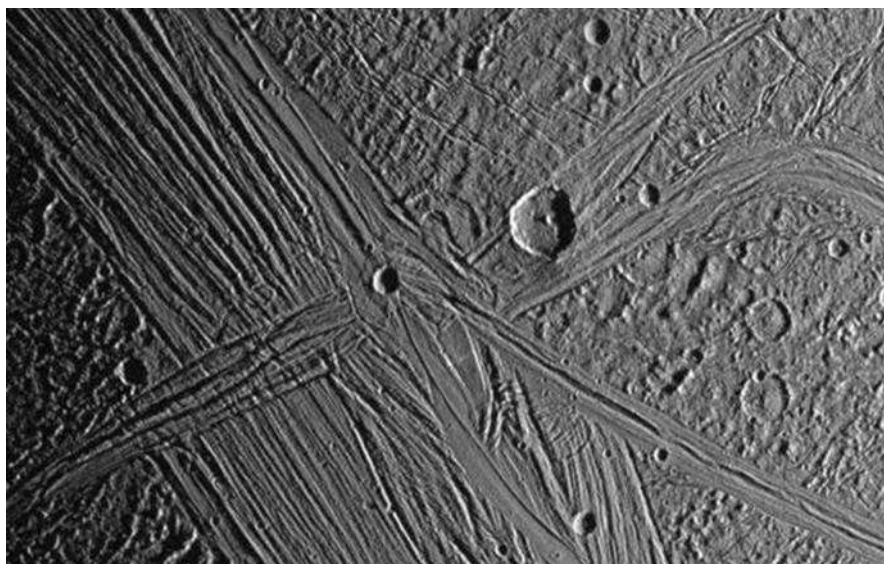
Лед на других планетах

Ганимед – крупнейший спутник Юпитера и Солнечной системы диаметром 5268 км, что на 2% больше, чем у Титана из системы Сатурна (второго по величине спутника Солнечной системы). Предполагается, что планета состоит из расплавленного железного или сульфид-железного ядра и силикатной мантии покрытой мантией водного льда мощностью 900км. В составе водной мантии предполагается существование водяного океана глубиной 200км.

Ганимед, вероятно, сформировался из аккреционной туманности вокруг Юпитера приблизительно за 10 000 лет. Такая скоростная по космическим меркам аккреция объясняется близостью спутника к Юпитеру, где туманность была весьма плотной. Аккреция, вероятно и привела к отделению силикатных горных пород от льда.



Ганимед. Фото NASA



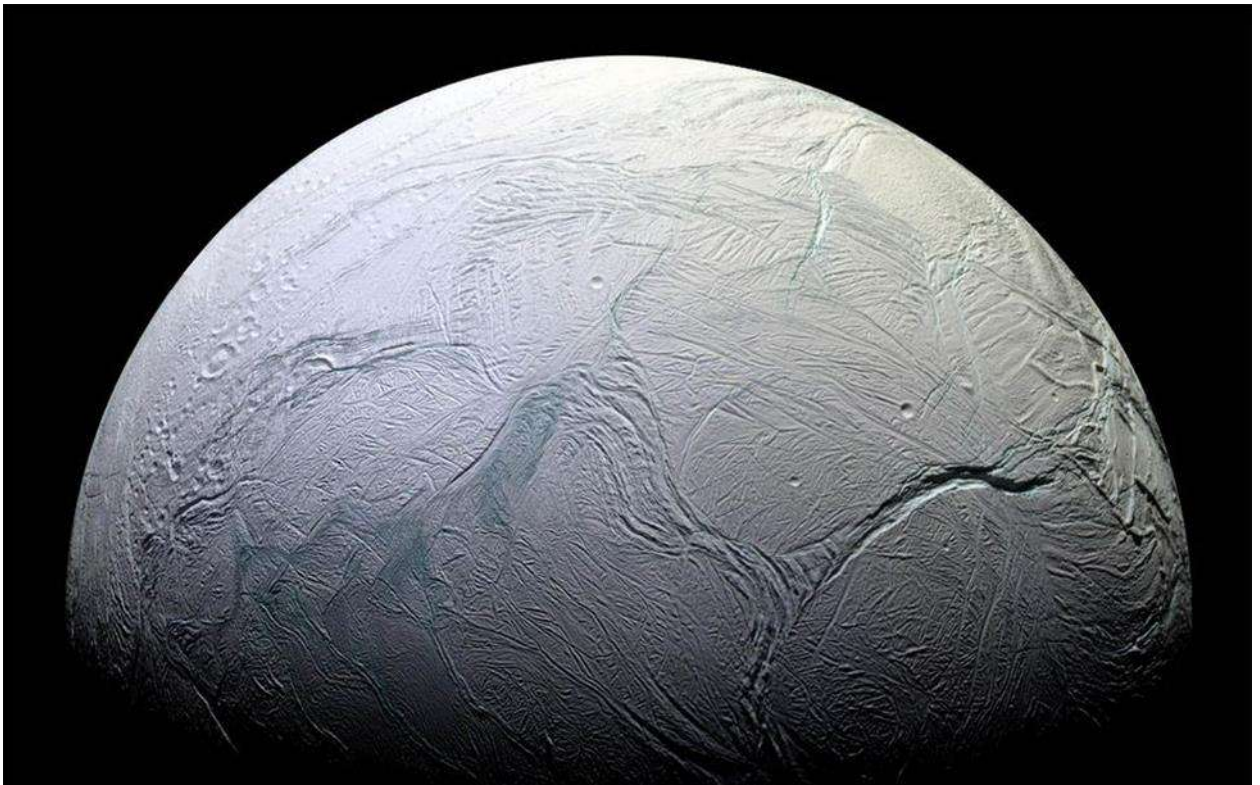
Поверхность Ганимеда. NASA

Вся поверхность Ганимеда, состоящая из водяного льда с примесью углекислого газа и диоксида серы, представлена двумя типами ландшафтов: тёмные области, занимающие треть поверхности, с большим количеством ударных кратеров, возрастом до четырёх млрд лет; и более молодые светлые области с обширными углублениями и гребнями, тектоническая активность которых вызвана периодическим нагреванием недр за счет гравитационных приливов Юпитера. Глубинные потоки разогретой воды, возможно, поднимались от ядра, вызывая тектонические деформации литосферы. В процессе тектонических изменений была стёрта старая тёмная поверхность на 70% площади спутника. Борозды на поверхности Ганимеда, вероятно, образовались в результате расширения Ганимеда на 1–6% благодаря замерзанию жидкой воды на заре существования планеты.

Спутник Юпитера Европа диаметром 3122 км состоит из железного ядра, силикатной мантии и ледяной коры толщиной 10-30 км, которая является самой гладкой в Солнечной системе; на ней очень мало кратеров и много трещин. Температура на поверхности – минус 150–190 градусов С. Из-за очевидной молодости и гладкости ледовой поверхности предполагается, что под ней находится водяной океан, в котором не исключается существование микроскопической жизни. Кроме того признаком существования океана являются данные о том, что ледяная кора когда-то сдвинулась на 80 градусов относительно силикатной мантии. Такое было бы возможно только при наличии жидкого слоя.

Европа содержит меньше льда, чем остальные крупные спутники Юпитера (кроме Ио), потому что она была сформирована в позднюю эпоху аккреции юпитерианского газо-пылевого диска, когда завершилась основная конденсация воды.

На поверхности планеты самые высокие неровности имеют высоту несколько сот метров.



Европа. NASA

Ландшафты Европы:

Равнинные области, предположительно образующиеся в результате извержений воды криовулканами – вода заполняет огромные площади и замерзает. *Криовулканы* извергают воду, аммиак, соединения метана в жидком или в газообразном состоянии.

Хаотические области, занятые «обломками» разных геометрических форм.

Области с преобладанием линий и полос.

Сдвоенные гряды.

На Европе около 30 ударных кратеров диаметром свыше 5км и возрастом от 20 до 180 млн лет.

Кора Европы густо исполосована пересекающимися разломами. Это значит, что Европа геоактивная планета. Некоторые из них опоясывают Европу почти полностью. Ширина разломов иногда достигает более 20 км. Разломы часто осложнены тёмными размытыми краями, продольными бороздами и центральными светлыми полосами, что вероятно вызвано поднятием жидкой воды или относительно разогретого льда по разломам с последующим затвердеванием. Край некоторых разломов и трещин сдвинуты относительно друг друга.

Молодые разломы ориентированы к Юпитеру определённым образом; более древние ориентированы иначе, и чем они старше, тем это различие больше. Это можно объяснить тем, что поверхность Европы вращается быстрее недр: ледяная кора спутника отделена от недр слоем жидкой воды и потому прокручивается относительно ядра под влиянием сил притяжения Юпитера. Учёные пришли к выводу, что **полный оборот внешней ледяной коры относительно недр спутника занимает не менее 12 000 лет.**

Каллисто второй по размеру спутник Юпитера и третий по величине спутник в Солнечной системе после Ганимеда и Титана. Диаметр 4820км. Планета состоит из приблизительно равного количества камня и льдов.



Каллисто. NASA

Спектроскопия выявила на поверхности Каллисто водяной лёд, углекислый газ, сернистый газ, силикаты и органические соединения. Планета покрыта множеством кратеров, что указывает на древний возраст поверхности. Рельеф образованный тектоническими процессами присутствует только в виде разломов. Низменности спутника сглажены и они более тёмные по сравнению с возвышенностями, покрытыми ярким инеем. Кратерирование на планете одно из самых интенсивных в Солнечной системе. Почти все кратеры наложены друг на друга. Распространение холмов на Каллисто указывает на постепенное сглаживание рельефа процессами сублимации. **Сублимация – переход вещества из твёрдого состояния в газообразное без пребывания в жидком состоянии. Из-за низкой скорости роста спутника и слабого приливного нагрева температура в недрах планеты оказалась недостаточной для полномасштабной конвекции (круговорот, вызванный температурной и плотностной неоднородностью) и полной дифференциации недр.** Отводимое в космос тепло, генерируемое столкновениями с астероидами, а также радиоактивным распадом и сжатием спутника, при медленной аккреции вещества (Каллисто сформировался предположительно за несколько миллионов лет), обусловило низкую тектоническую активность планеты.

Недра Каллисто составляют слой океана жидкой соленой воды под твердой ледяной корой на глубине 100 - 150 км и мощностью свыше 100км и небольшое силикатное ядро. Существование океана становится более вероятным, если предположить наличие в нём небольшого количества аммиака или иного антифриза. В таком случае глубина океана может достигать до 300 км.

В настоящее время возможная конвекция льда в недрах Каллисто может быть многоуровневой согласно разным кристаллическим фазам льда на разных глубинах.

Титан – спутник **Сатурна**. Диаметр 5650 км. Температура поверхности – минус 179 град.С. Поверхность Титана, в основном состоящая из водяного льда и органических веществ, большей частью ровная, но имеются горные образования, небольшое количество кратеров и несколько криовулканов. В районе Северного полюса имеется несколько метан-этановых озёр (крупнейшее – 1000 км в длину), периодически покрываемые льдом, который согласно расчетам должен плавать по поверхности озёр. Метан замерзает при температуре минус 183 град.С. Однако при дальнейшем снижении температуры атмосферный азот начинает активнее растворяться в жидких углеводородах, делая их менее плотными – тогда ледяные глыбы должны тонуть. Скорее всего, озера Титана полны и плавающими айсбергами, и глыбами льда на дне.

Титан имеет твёрдое скальное ядро, диаметром около 3400 км. Мантия – смесь водяного льда и гидрата метана.



Валуны из метанового льда на поверхности Титана. NASA

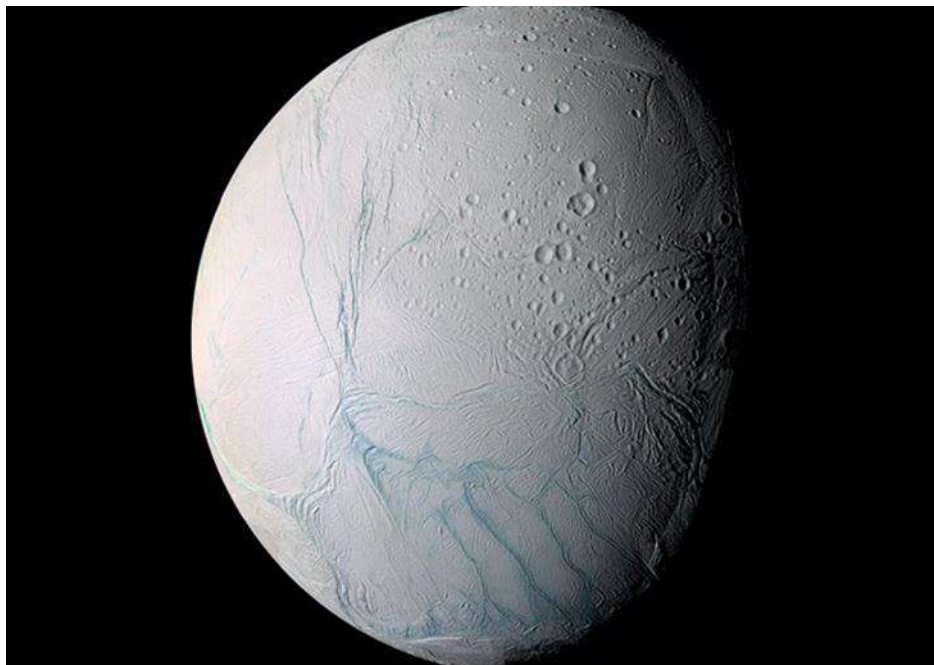
На Титане действуют значительные приливные силы Сатурна, активизирующие тектонические процессы на планете – разогревают ядро и стимулируют вулканическую активность. Титан всегда повёрнут к Сатурну одной стороной, что возможно объясняется тем, что ледяная кора отделена от основной массы спутника глобальной жидкой прослойкой воды с примесью аммиака.

Энцелад – спутник Сатурна. Диаметр 504 км.

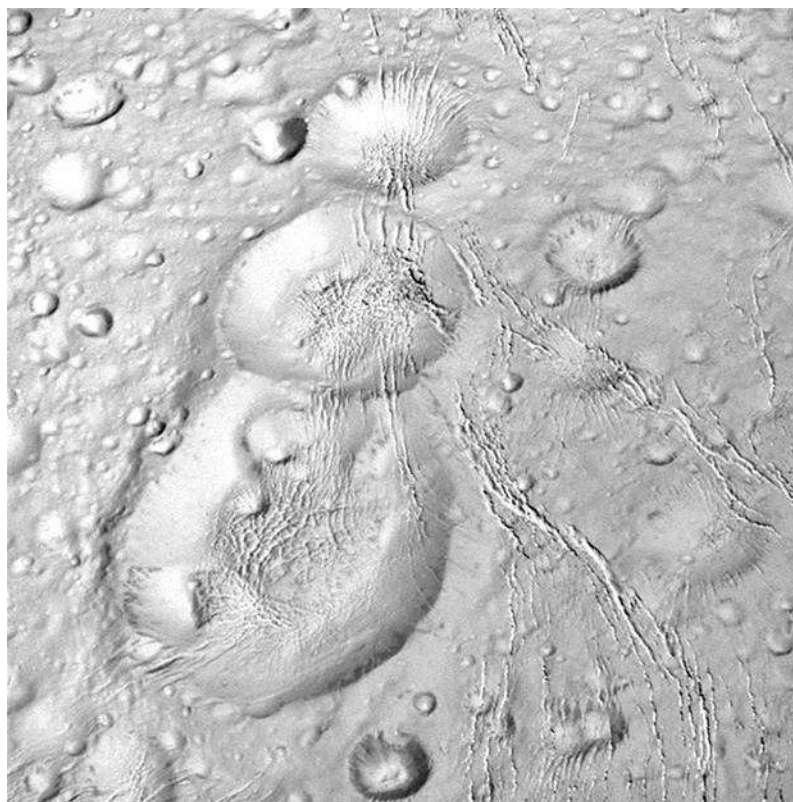
Энцелад состоит в основном из водяного льда и, возможно, силикатов и железа. Спутник имеет почти белую поверхность с рекордной в Солнечной системе чистотой и отражательной способностью. Он отражает почти весь падающий свет: его альбедо превышает 99 %. Поглощение света поверхностью весьма незначительное, и её средняя температура достигает только минус 198 град. С.

Распад некоторых элементов в недрах Энцелада мог дать достаточно тепла для расслоения недр на ледяную мантию и каменное ядро. Последующий радиоактивный и приливный нагрев могли поднять температуру ядра до 1000 град. К, что достаточно для расплавления внутренней мантии. Современную геологическую активность Энцелада обеспечивает приливной нагрев Сатурна и соседнего спутника Дионы.

Предполагается, что под южной полярной областью находится жидкое водяное море, существующее благодаря приливному воздействию орбитального резонанса Энцелада с Дионой. Этот резонанс приводит к регулярному изменению величины приливных сил, что обеспечивает геологическую активность Энцелада. Оценочная площадь этого моря около 80 тысяч кв.км, толщина – около 10км, а глубины залегания – 30-40 км. Температура морской воды может составлять около +1 град. С.



Энцелад. NASA



Кратеры на Энцеладе, рассеченные разломами. NASA

В этом же полярном районе функционируют водяные гейзеры, которые выбрасывают снег на высоту 250 км и формируют кольцо Е Сатурна. Вода гейзерных выбросов, вероятно, поступает из подповерхностного океана.

На спутнике есть пять типов ландшафта: участки с кратерами, гладкие области, ребристые участки, длинные (до 200км) и широкие (до 10км) разломы, достигающие глубины 1км, и уступы. Разнообразие ландшафтов, гладкие участки и разломы с уступами не перекрытые кратерами свидетельствуют о постоянных тектонических изменениях на поверхности Энцелада. Гладкие районы отделены от кратерированных ребристыми структурами – бороздами и гребнями, которые идут параллельно друг другу и стыкуются под углом. Выравнивание гладких участков происходит под действием гравитации в течение длительного времени при отсутствии активных тектонических процессов. По количеству кратеров возраст некоторых участков планеты оценивается в 500 000 лет.

Последние исследования допускают на Энцеладе наличие глобального океана. Если бы Энцелад был полностью твердым телом, колебания (либрации) орбиты спутника были бы не столь значительными.

Тритон – спутник Нептуна имеет массивное каменно-металлическое ядро, окружённое ледяной водной мантией, с коркой водяного льда и слоем азотного льда на поверхности. Содержание водяного льда в составе Тритона оценивается от 15 до 35 %. Диаметр планеты 2707км, что немного меньше диаметра Луны.

Тритон – геологически активный спутник со сложной геологической историей и сложным рельефом. На спутнике действуют гейзеры извергающие шлейфы замерзшего азота. Азот, пробиваясь сквозь лед, выносит частицы на высоту до 8 км, откуда они распространяются шлейфами на расстояния до 150 км в западном направлении, что говорит о существовании преобладающего ветра. Механизм действия гейзеров пока непонятен, но гейзеры функционируют в широтах, где Солнце находится в зените.



Тритон. NASA

На Тритоне азотные льды покрывают около 55 % поверхности, 20-35 % приходится на водяной лёд и 10-25 % на замерзший углекислый газ. Средняя температура поверхности минус 235 градусов С.

Приливное воздействие Нептуна расплавляет недра спутника. По мере замерзания и расширения льда, поверхность Тритона покрывается разломами.

В экваториальной зоне на обращённой к Нептуну стороне имеются образования, напоминающие замёрзшее озеро с террасами на берегах с высотой ступеней до километра. Такая структура, вероятно, возникла в результате последовательных эпох замерзания и плавления. В основе террас, возможно, лежит водяной лёд.

Южная полярная шапка состоит из розового, жёлтого и белого азотного льда с включениями метана и монооксида углерода (угарный газ). Розово-жёлтая окраска образуется благодаря воздействию на метан ультрафиолетового излучения Солнца.

На поверхности Тритона мало ударных кратеров, что свидетельствует о геологической активности спутника, но обнаружено множество огромных кратеров, имеющих происхождение, связанное с внутренней эндогенной деятельностью.

В западном полушарии Тритона расположена уникальная местность с рельефом, напоминающим дынную корку. Местность дынной корки считается древнейшей на спутнике. Самая распространённая версия происхождения «дынной корки» связывает её происхождение с затоплением впадин после мощной криовулканической активности опустошающим подледные камеры, откуда поступал извергающийся материал. После затвердевания лёд расширялся и трескался.

В Солнечной системе есть множество других ледяных планет меньших размеров. **Самые значительные скопления ледяных объектов находятся в поясе Койпера**, где вращаются **Плутон** (диаметр 2372км), недавно открытая **Эрида** (диаметр 2330км) и множество других небольших планетоподобных тел.

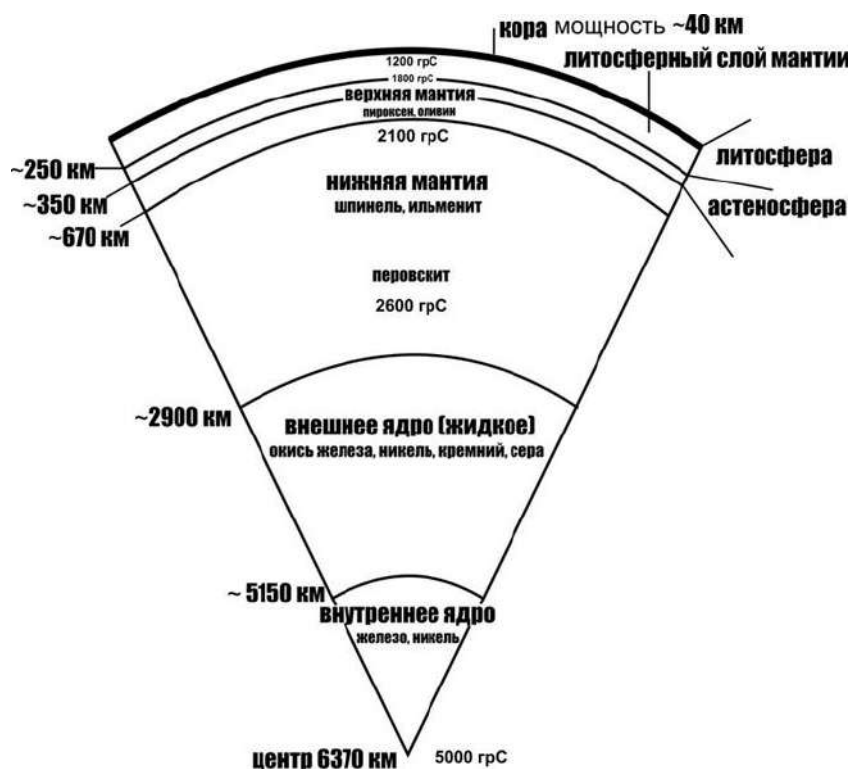
Самые большие запасы льда среди планет Солнечной системы, вероятно, имеет Юпитер, где один из внутренних слоев планеты, как предполагается, состоит из водяного льда.

Возможно, один из слоев Сатурна состоит из смеси водяного и аммиачного льда. В составе других газовых гигантов – Урана и Нептуна наличие льдов не предполагается.

Александр Бабкин 2016

Популярно о происхождении материков и океанов

Вопрос формирования океанов и континентов на планете Земля – это вопрос формирования земной коры и литосферы. Первичная кора на нашей планете появилась в результате остывания и кристаллизации первичного магматического океана, который 4,5 миллиарда лет назад покрывал всю планету слоем мощностью, вероятно, в десятки километров.



За 200-300 миллионов лет до возникновения первых магматических расплавов, Земля представляла собой твердый шар в среднем однородный по минералогическому составу, не разделенный на оболочки. Под действием давления и распада радиоактивных элементов повышалась температура в центральных частях планеты, однако температура не достигала пределов, после которых начинается расплавление горных пород. Расплавлению земного вещества, способствовало в основном приливное воздействие Луны и вращение самой Земли. В те древние времена Луна находилась значительно ближе к Земле и воздействие лунных приливов выражалась в виде огромного вздутия высотой до 1 км мигрирующего по земной поверхности вслед Луне вращающейся вокруг Земли. **Притяжение Луны явилось решающим фактором в первоначальном повышении температуры приповерхностного слоя Земли, что в конечном итоге привело к запуску тектонических процессов и сложнейшей палеогеографической эволюции планеты Земля.**

Расплавление первичных горных пород со временем охватило всю поверхность планеты, но в те времена породы, обладая очень высокой температурой до 2000 градусов С, не могли перейти в жидкое состояние глубже 100 километров из-за высокого давления на таких глубинах. Несмотря на свое, большей частью твердое состояние, в недрах начались процессы конвективного перемещения земного вещества, когда твердое, но весьма пластичное вещество начинает подниматься вверх и, охлаждаясь в приповерхностных условиях, начинает опускаться вниз. Постепенно конвекция охватила весь объем Земли. В жидком магматическом океане конвективные процессы, естественно проходили значительно быстрее, да так, что едва затвердевшая первичная кора взламывалась новыми порциями восходящих магматических струй и увлеклась в глубины, где осколки коры вновь подвергалась расплавлению.

Магма – это расплав содержащий микрокристаллы различных **соединений с кремнеземом (SiO_2)** и **флюиды** – растворенные газы и жидкости (главным образом вода). Магма проникает в кору из мантии (вещества, состоящего из микрокристаллов), но может формироваться и внутри коры.

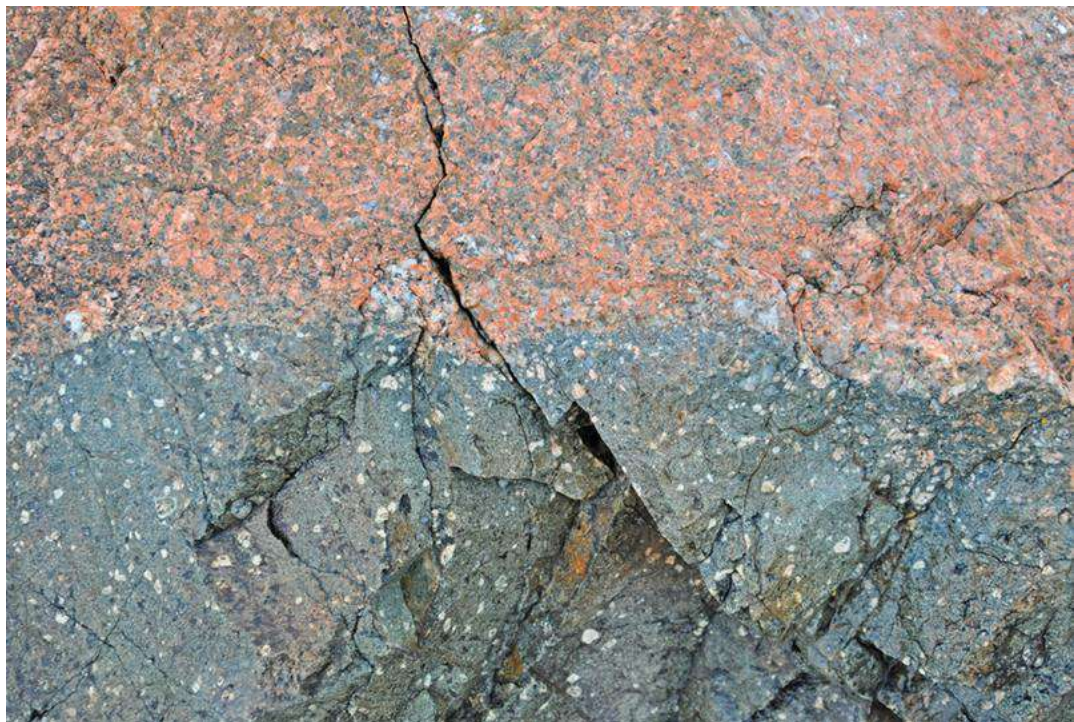
В зависимости от условий, а точнее **глубины застывания магмы, магматические горные породы образуют два типа пород – интрузивный (плутонический) и эффузивный (вулканический).** Осадочно-вулканические породы, то есть поднятые в воздух или побывавшие во взвешенном состоянии в толще воды при извержении вулканов, занимают промежуточное положение между магматическими и осадочными породами.

Интрузивные горные породы (интрузивы, плутониты) **образуются чаще всего на глубинах свыше 3 км**, где магма медленно остывает, и минералы имеют достаточное время для кристаллизации. Минеральные зерна интрузивной породы растут до хорошо видимых размеров и порода приобретает полнокристаллическую структуру. В зависимости от процентного содержания кремнезема (оксида кремния) интрузивные породы подразделяются на кислые – например, гранит; средние – диорит; основные – габбро, анортозит; ультраосновные – перидотит, пироксенит. В этом ряду содержание кварца в породах уменьшается, в то время как содержание темноцветных минералов и плотность – увеличиваются. Гранит – светлая пестрая порода, пироксенит – зеленовато-черный.

Эффузивные породы (эффузивы, вулканыты) **образуются из той же магмы, что и интрузивные породы. Разница между ними заключается в глубине застывания исходного магматического расплава. Эффузивы застывают на меньших глубинах и поэтому их раскристаллизация при более низкой температуре вмещающих пород, проходит быстрее, чем у интрузивов.** По минеральному составу эффузивы очень близки к интрузивам и основное различие между этими

группами пород заключается в их структуре. Значительная часть кристаллов эффузивной магмы не успевает вырасти до видимых размеров, однако отдельные кристаллы могут вырастать до крупных размеров и тогда структура породы называется **порфировой**. 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 **пирокластическими** или изверженными, а эффузивы, сформированные без выхода на поверхность – называют **субвулканическими**. Эффузивные породы также подразделяются на кислые – риолит, дацит; средние – андезит; основные – базальт; и ультраосновные – пикрит. Плотность в этом ряду возрастает, а содержание оксида кремния убывает аналогично ряду интрузивных пород. **Эффузивные (вулканические) породы, как и интрузивные, с понижением содержания кварца становятся темнее и тяжелее.** Все эффузивные породы имеют своего аналога среди интрузивных пород.

Интрузией называется процесс глубинного внедрения магмы или внедрение твердого интрузивного тела на любых глубинах. **Эффузия** – близповерхностное внедрение магмы и излияния лавы.



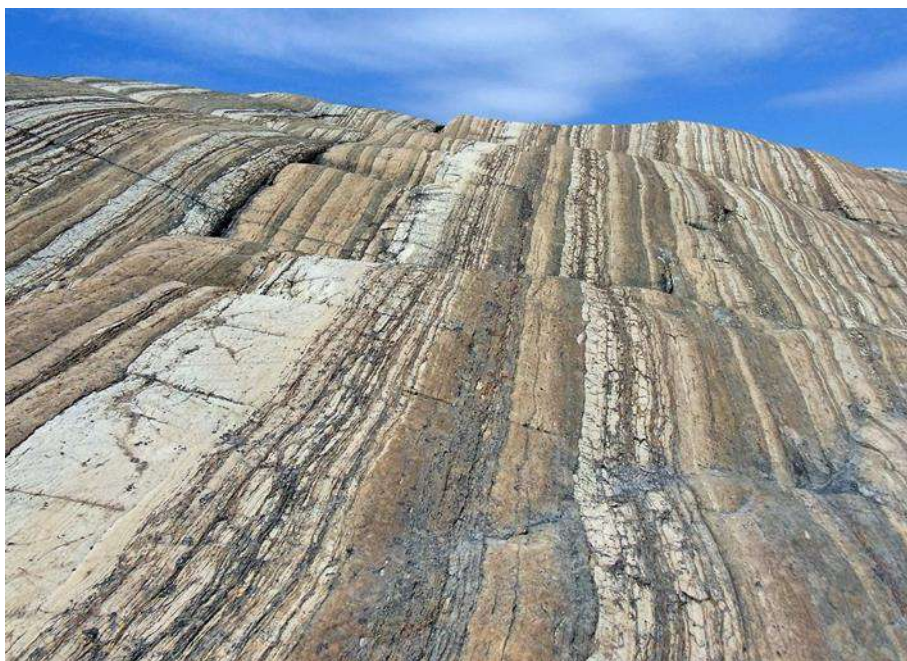
Магматический контакт после внедрения андезитовой лавы карбонового периода (300 млн лет) в граниты ордовикского периода (450 млн лет). Юго-Восточный Казахстан. Фото Александр Бабкин



Плато Путорана в Северной Сибири сложено мощными слоями лав пермского периода. Фото Сергей Горшков



Потоки базальтовых лав регулярно уничтожают лес на острове Гавайи. Фото Александр Бабкин



Гнейсы в долине реки Акаста возрастом около 2,5 млрд лет. Северная Канада. Фото Mike Beauregard

Первые полмиллиарда лет на Земле кристаллизовались магматические породы только ультраосновного и основного состава, слагающие океаническую кору. Образование принципиально новых – интрузивных кислых магматических пород, прямо связано с формированием очень сложной континентальной коры.

Конвекция в мантии

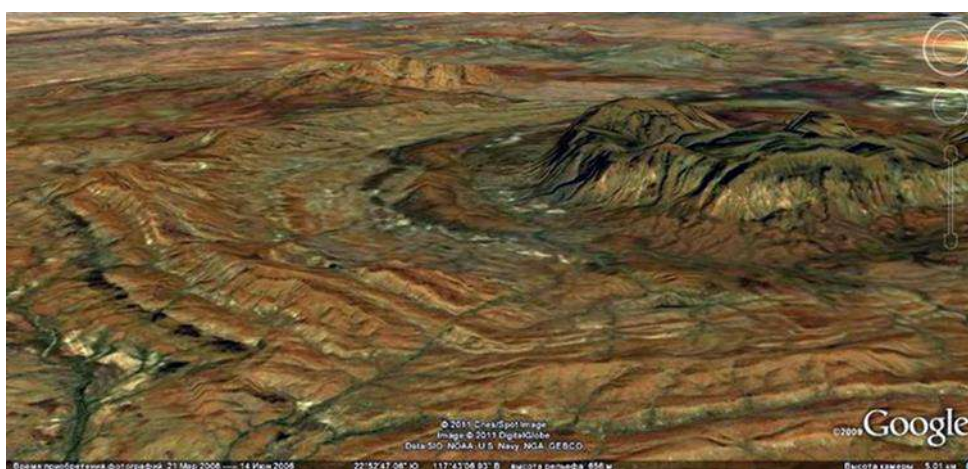
Как говорилось выше, конвективные круговороты сильно разогретого вещества недр Земли, охватили всю планету. Луна явилась иницирующим фактором конвекции, однако в дальнейшем конвективные движения поддерживались выделением тепла при высвобождении соединений железа из земного вещества и оседанием их к центру планеты. Этот процесс привел к плотностной и химической дифференциации планеты с выделением ядра, что стало дополнительным фактором, стимулирующим конвективный круговорот. Зонная дифференциация железа сопровождается значительным тепловыделением превышающим количество тепла выделяемого при радиоактивном распаде элементов в мантии.

Сначала конвекция имела многоуровневый характер с неизвестным количеством круговоротов. Конвективная система имела структуру ячеек с некоторым количеством **восходящих магматических струй**, сходящихся в едином центре, где соответственно возникал **единый нисходящий поток**. Над таким нисходящим потоком скапливались **фрагменты первичной базальтовой коры**, взломанной конвективными течениями, имевшими тогда значительные скорости. Базальтовая кора не успевала переплавляться и скучивалась над конвекционным центром. Так постепенно формировались **нагромождения базальтовых пластин** в сотни километров в поперечнике и погруженные в магматический океан на десятки километров. В погруженной части нагромождения под действием температуры и давления базальты сначала подвергались метаморфизму с превращением в гнейсы и метаморфические сланцы, а затем частично плавилась с образованием магматического очага. Причем из древних базальтов в первую очередь выплавлялся расплав обогащенный кремнеземом (окись кремния), потому как

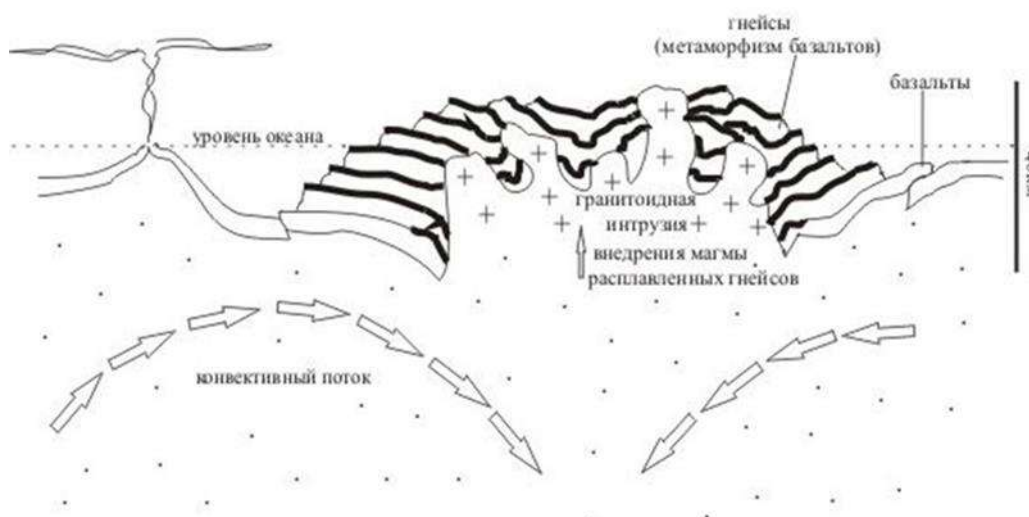
окись кремния наименее легкоплавкий минерал в составе базальтов. Часто выплавление магмы на этом и заканчивалось.

Таким образом, **формировался очаг магмы, обогащенный кремнеземом, то есть кислый по составу, а так как кремнезем легче базальта, то расплав поднимался вверх проплавляя метаморфические породы и всплывал на поверхность в виде гранитного купола или округлого плато** посреди базальтовых и метаморфических пластин. При этом нагромождение фрагментов базальтовой коры редко имело хаотичный характер – пластины поддвигались друг под друга, образуя кольцевые структуры или валы вокруг гранитного массива.

Как предполагается на заре земной истории сначала сформировалось около 40 групп гранито-гнейсовых куполов, разделенных зеленокаменными поясами по числу конвективных ячеек. Эти 40 групп сохранились до настоящего времени, но в сильно эродированном виде и они частично перекрыты более поздними осадками.



Гранито-гнейсовый купол возрастом 3,7 млрд лет в северо-западной Австралии

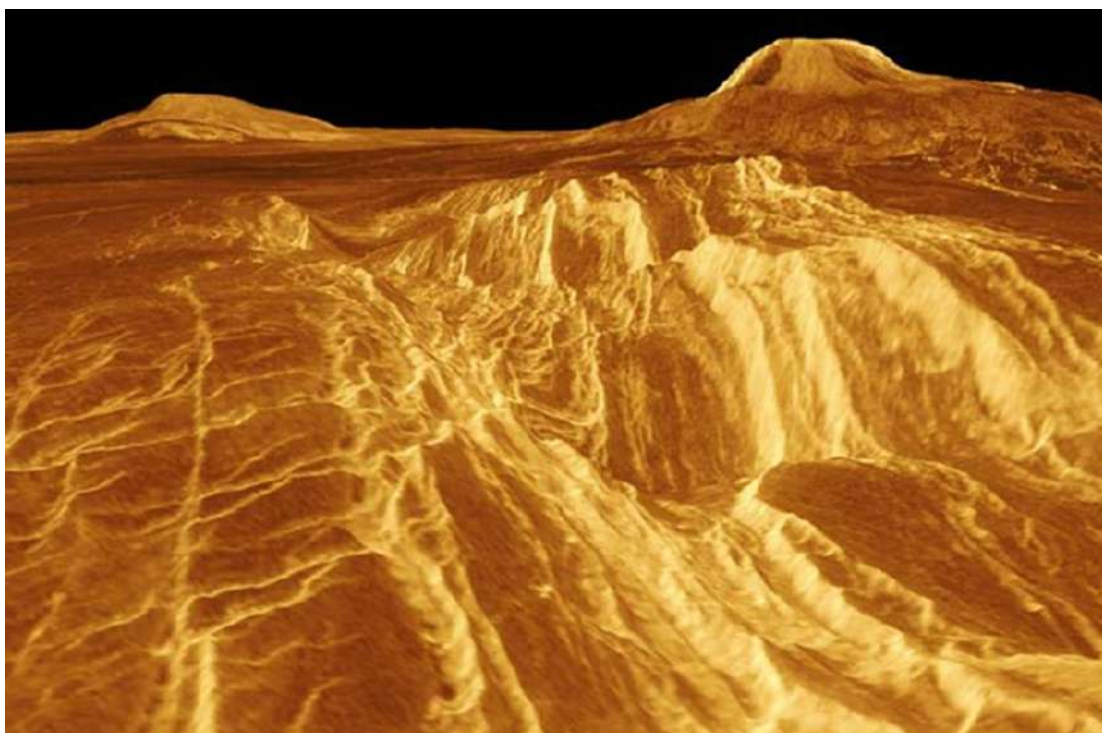


Формирование гранито-гнейсового купола

Гранито-гнейсовые купола и зеленокаменные пояса явились зародышами будущих континентальных плит, из которых состоят современные материки. Континентальная кора сформировалась на 70-75% уже в архейском эоне к рубежу в 2,5 млрд лет.

В архейском эоне – самом раннем этапе развития Земли, континентальная литосфера формировалась благодаря действию двух основных тектонических процессов: образованию тонкой базальтовой коры и ее торошению с последующим метаморфизмом и выплавлением гранитных пород.

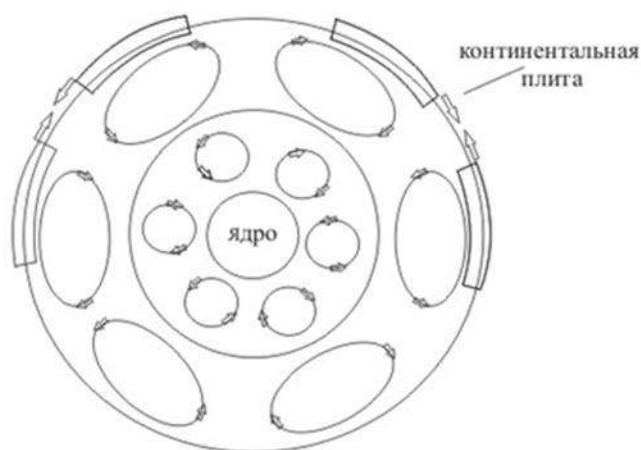
Схожие процессы образования литосферы происходили и на Венере. Судя по радиолокационным изображениям поверхности, там четко выделяются структуры похожие на земные глубинные рифтовые разломы и срединно-океанические хребты, но отсутствуют структуры современных земных зон поддвига плит. На Венере имеют распространение зоны скучивания коровых пластин с характерными структурами чешуй в виде протяженных гряд, обтекающих холмистые плато, сильно напоминающие земные гранито-гнейсовые купола и валы. Так выглядит венерианская область сочленения плато Лакшми с горами Максвелла. Граница между плато и горами выглядит как резкий переход от равнины плато к крутому склону гор Максвелла, достигающих высоты 11 км.



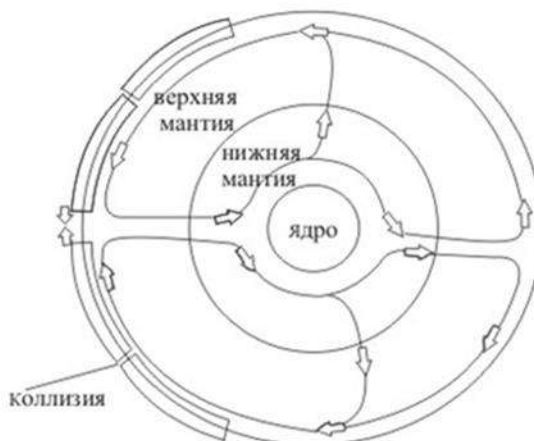
Горы Максвелла на Венере по своей структуре сильно напоминают земные гранито-гнейсовые купола архея

Эволюция континентов прямо взаимосвязана с эволюцией конвективных течений недр. Согласно исследованиям, в том числе компьютерному моделированию развития конвекции мантии, ученые пришли к выводу, что **важнейшими событиями в истории Земли в целом, являются смены режима конвективных круговоротов с многоячейстого многоярусного на одноячейстый одноярусный режим.** Впервые это случилось в архее – тогда система с множеством восходящих и нисходящих потоков сменилась системой с несколькими восходящими потоками и одним нисходящим потоком – супераваланшом. **В ячейке над нисходящим суперпотоком происходила коллизия, где собирались все первые континентальные плиты, представляющие из себя сложный коллаж гранито-гнейсовых куполов и валов.** Так на рубеже архея и протерозоя примерно 2,6 млрд лет назад сформировался первый единый суперконтинент Земли – Моногея.

Двухъярусная система конвективных течений



Общемантийная система конвективных течений и формирование суперконтинента



Вероятно, схема конвекции в земной мантии имеет двухрежимный характер — система общемантийной конвекции сменяется двухъярусной. То есть в какое-то время в верхней и нижней мантии образуются собственные конвективные круговороты вещества отдельные друг от друга.

Предположительно в истории планеты было 4 смены двухъярусной конвекции на общемантийную и во время каждой смены начинал формироваться суперконтинент. Первая смена конвективного режима была стимулирована наиболее интенсивным в истории Земли периодом выделения земного ядра и сопровождалась грандиозными магматическими процессами. Дальнейшие смены режимов носили уже более спокойный характер.

После первого общемантийного круговорота система распалась на двухъярусную конвекцию с множеством круговоротов в обоих ярусах. В результате **разнонаправленные конвективные течения привели к распаду суперконтинента**. За сотни миллионов лет существования двухъярусной системы **нижняя мантия перегревалась, ввиду того, что слой верхней мантии препятствовал теплоотдаче в нижнем слое**. В то же время **верхняя мантия переохлаждалась**. В результате **настал критический момент, когда охлажденные тяжелые массы верхней мантии начали резко опускаться к ядру, а горячие массы нижней мантии подниматься вверх**.

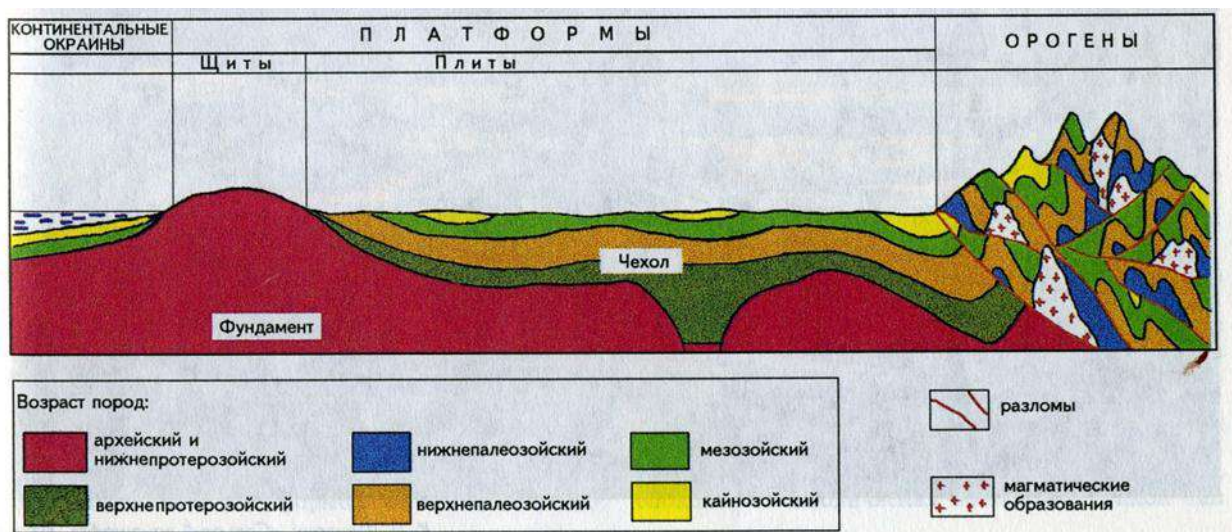
Произошло взаимное замещение вещества верхней и нижней мантии – этот процесс получил название **овертон**. Охлажденное вещество вновь погружалось в виде одного потока-супераваланша, а горячее вещество нижней мантии поднималось в виде одного или нескольких потоков.

Как и в прошлый раз над супераваланшем сформировался очередной суперконтинент планеты – Мегагея. Рождение нового суперконтинента происходило около 1,9 - 1,8 млрд. лет назад. 1000 млн. лет назад после следующего овертона образовался суперконтинент Родиния (Мезогея). Последний, четвертый суперконтинент в истории Земли – Пангея существовал с середины пермского периода (примерно 270 млн лет назад) до начала юры 200 млн лет назад. Время формирования суперконтинентов Моногея, Мегагея, Родиния и Пангея следует сопоставлять с временем завершения тектонических эр: кеноранской 2600 ± 100 млн лет назад, свекофеннской 1800 ± 100 млн лет, гренвилльской – 1000 ± 70 млн лет и герцинской 230 млн лет назад.

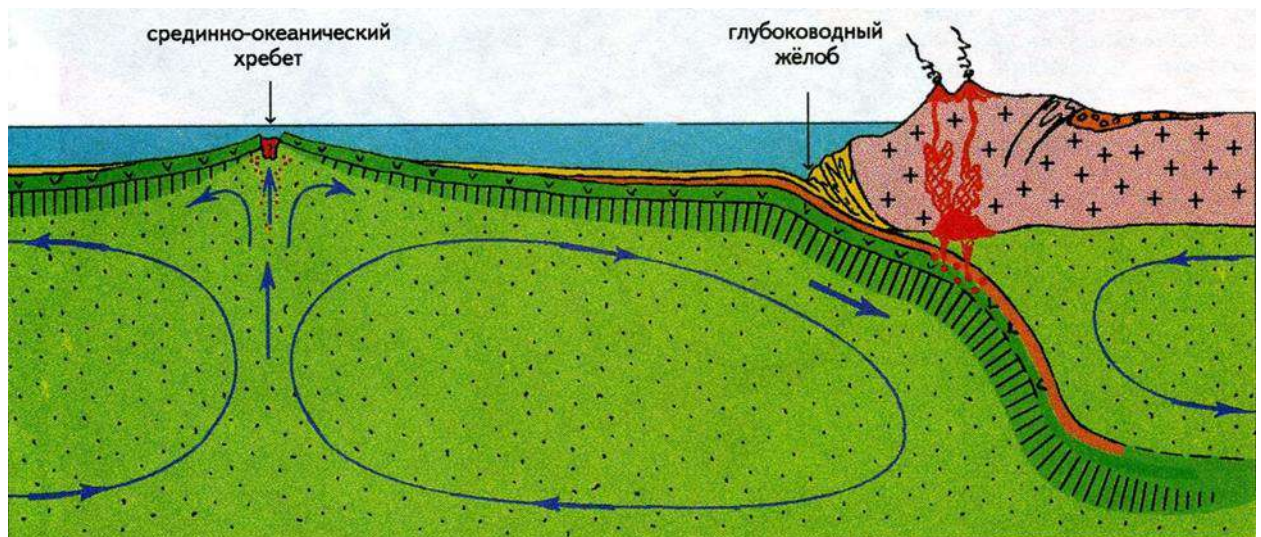
В настоящее время Земля переживает эпоху двухъярусной конвекции. До возникновения пятого суперконтинента осталось, вероятно, около 250 млн. лет.

Эволюция литосферы

По мере эволюции конвективной системы формировалась **земная литосфера (кора и самый верхний слой мантии)** – верхняя стокилометровая оболочка планеты. В настоящее время земная литосфера делится на два типа – океанический и континентальный. Океаническая литосфера залита мировым океаном и состоит из плит сложенных эффузивными породами, покрытых тонким слоем осадков, а также метаморфических пород – измененных эффузивов. Континентальная литосфера – это континенты, пониженные части которых – шельфы, частично покрыты океаном. Континенты слагают эффузивные, интрузивные, метаморфические (среди которых наиболее распространены являются гранулиты, амфиболиты, гнейсы, различные сланцы и серпентиниты) и, в меньшей степени, осадочные породы. Средняя мощность континентальной литосферы составляет 100км, а континентальной коры – 40км; средняя мощность океанической литосферы – 50км, океанической коры – 6км.



Континенты состоят из плит. Щиты – это выходы на поверхность древнего фундамента (архейского и протерозойского возраста). Чехол – это поздние напластования пород различного происхождения. Платформы – слабонарушенные тектоническими силами плиты. Орогены – горные области с активным тектоническим режимом. itsovet.ru



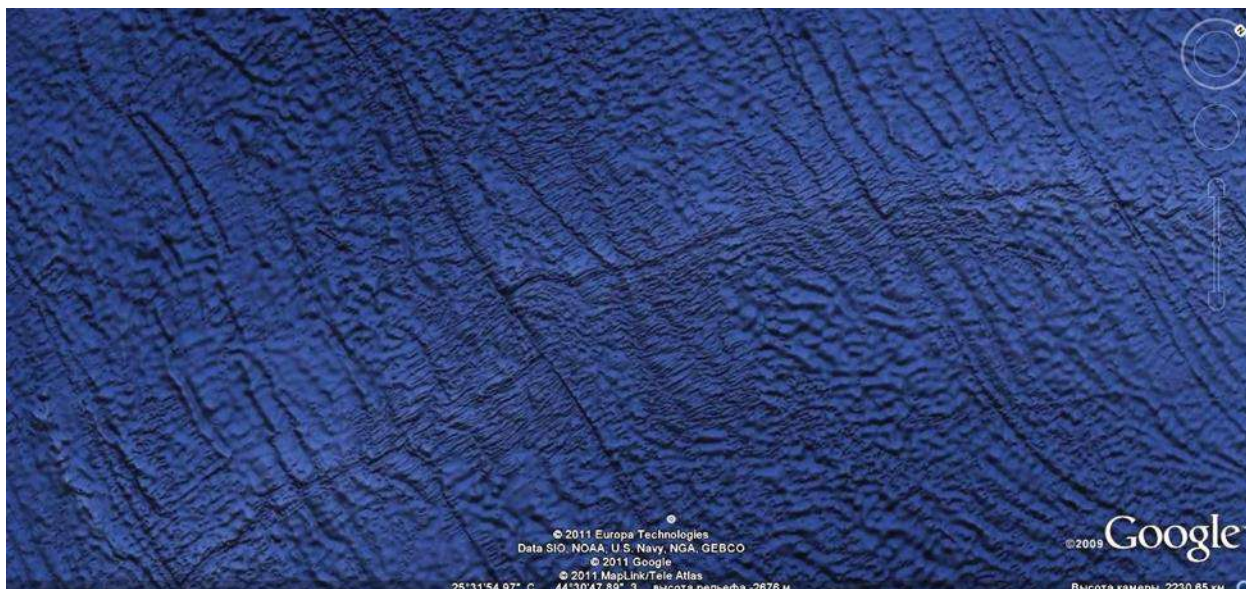
Зона спрединга в срединно-океаническом хребте и зона субдукции в месте контакта океанической плиты и континента. Зона субдукции в рельефе выражается глубоководным желобом и часто нагромождением срезанных осадочных слоев (желтый цвет). Мощность океанских осадков меняется от 0 до 1000 м (в среднем 500 м), толщина базальтового слоя океанической плиты – 2-2,5 км, а подстилающего базальты габбро-серпентинитового слоя – 4-4,5 км. Океаническая плита при погружении под континент частично плавится. Магма расплавленных пород поднимается вверх проплавливая толщу континентальной плиты.

itsovet.ru

Как происходило разрастание вширь и вглубь литосферного слоя? Это самый сложный вопрос в геологии. Здесь больше гипотез, чем конкретных знаний. В протерозойский эон океаническая кора приобрела достаточную мощность и устойчивость в результате чего получили распространение явления спрединга и субдукции.

Спрединг – это раздвижение океанических плит под действием расходящихся в противоположные стороны горизонтальных струй восходящего конвективного течения мантии. **Конвективные горизонтальные струи, проходящие под плитами, представляют собой частично расплавленное вещество называемое астеносферой.** Образование новой океанической коры в основном происходит во время спрединга при подъеме мантийного вещества в районе Срединно-океанических хребтов, оси которых представляют собой глубинные разломы, по которым поступает магма. Плиты раздвигаются от оси-разлома в противоположные стороны, а зияющий разлом регулярно заливается свежей лавой – это процесс называется спредингом.

Под океаническими плитами на глубинах 40-60км мантийное вещество в твердом, но в весьма пластичном состоянии растекается в горизонтальном направлении в стороны от восходящих конвективных потоков. По мере движения мантийных масс часть вещества охлаждается, твердеет и прирастает к подошве литосферных плит. Кроме того мантийное вещество по достижении глубин около 80км из-за падения давления может разжижаться с превращением в магму и, достигая океанского дна изливаться, формируя подводные горные хребты.



Северо-Атлантический Срединно-океанический хребет

В середине архея, после резкого снижения тектонической активности Земли около 3,2 млрд лет назад сложились условия формирования литосферы, которые являются основными последние 2 млрд лет. Эти условия привели к процессам поддвига плит – субдукции.

Субдукция – это процесс погружения океанических плит под океанические и континентальные плиты согласно направлениям конвективных течений. В глубинах мантии океаническая литосфера почти целиком расплавляется и таким образом, идет постоянный конвейерный процесс зарождения и исчезновения океанических плит, что не позволяет океанической литосфере нарастить значительную мощность. Потому и не существует дна океана древнее 156 млн лет.

При зонах субдукции часто расположены вулканические цепи в виде дуг, где изливаются значительные объемы лавы. Происхождение этих вулканов связано с расплавлением плит погружающихся в мантию. Часть горных пород субдуцируемых плит расплавляется в мантии на глубине 10-60км и поднимается обратно вверх в виде магматических капель, насыщенных флюидами (жидкость и газы), которые проплавливают противостоящую плиту.

Аналогичные, но значительно более сложные и многогранные процессы утолщения литосферы путем приваривания мантийного вещества к подошве плит и за счет вулканизма идут и на континентах. Континенты в отличие от океанических плит в очень редких случаях субдуцируют в мантию. Континентальная литосфера менее плотная и обладает большей плавучестью, что позволяет ей существовать миллиарды лет и наращивать свою мощность и площадь.

В архее между 4 и 2,5 млрд лет назад для континентальной литосферы, наряду с формированием гранито-гнейсовых куполов, было характерно образование так называемых **зеленокаменных поясов** состоящих из серий с одной мощной вулканической толщей, перекрытой обломочной пачкой пород. В настоящее время зеленокаменные пояса сохранились в продольных бассейнах шириной обычно 10-15км и длиной 100-300км между куполообразными гранито-гнейсовыми телами. Считается, что было, по крайней мере, два главных периода развития зеленокаменных поясов: 3,6-3,2 и 2,8-2,6 млрд. лет назад. Происхождение зеленокаменных поясов также является дискуссионным вопросом, но в целом выглядит как процесс разлома первичной континентальной гнейсовой коры, где развивалась бурная вулканическая деятельность с отложением

магматических и осадочных вулканических пород с периодически перекрывающими их обломочными породами с бортов разломов.

В протерозойский эон на планете получили широкое распространение процессы субдукции и в последние 2,5 млрд лет континентальная литосфера увеличивает свою площадь и толщину в основном за счет субдукционного вулканизма. Современная скорость наращивания коры во всех зонах субдукции составляет 1,1 куб. км в год, а скорость погружения субдуцируемой плиты может достигать 10 см в год. При этом по мере перемещения океанических плит, вулканические дуги и другие вулканические острова океанов могут срезаться противостоящим материком с поверхности плит и привариваться к континентам.



Наглядным примером увеличения мощности континента за счет процессов субдукции являются горные хребты южноамериканских Анд. Там вулканы достигают высот почти 7 км над уровнем океана, при этом излияния лавы и осаждение огромных масс вулканического пепла составляют меньшую часть поступления вулканического материала, потому как в недрах Анд протекают еще более грандиозные магматические явления с образованием не только вулканических (эффузивных) пород, но и интрузивных

Формирование гидросферы

Процесс дегазации мантии, то есть выделение жидкостей и газов из горных пород, является основным источником поступления свободной воды. Выделение воды происходило и происходит до настоящего времени главным образом во время подъема базальтовых расплавов и их излияний в срединно-океанических хребтах.

В океанах Земли сейчас содержится 1341 млн. куб. км воды. Дегазация недр Земли началось после расплавления земного вещества и возникновения первых конвективных течений. При подъеме базальтовых расплавов к земной поверхности вода, входящая в состав базальтовой магмы, начинала выделяться при охлаждении и кристаллизации расплава и падении давления, а при излиянии базальтов на поверхность, лавы буквально вскипали с испарением в атмосферу летучих элементов и соединений.



Тихий океан у Гавайских островов. Фото Александр Бабкин

В мантийном веществе концентрация воды не превышает 0,06%, но за 4 млрд лет дегазации, воды выделилось достаточно много чтобы заполнить океанские впадины, залить континентальные шельфы и насытить атмосферу, где влага конденсируется и на протяжении миллиардов лет выпадает на земную поверхность заполняя внутриконтинентальные впадины и покрывая горные и полярные области льдами.

Однако значительная **часть воды поглощается горными породами при реакциях гидратации** в рифтовых разломах зон спрединга срединно-океанических хребтов, но **в результате реакций дегидратации вода вновь возвращается через миллионы лет на поверхность планеты при расплавлении пород во время погружения океанических плит в зонах субдукции.**

Уровень мирового океана всю историю изменялся. На рубеже архея и протерозоя, 2,5 млрд лет назад, океанские воды полностью перекрыли срединно-океанические хребты – после чего увеличилось поглощение (гидратация) свободной воды породами океанической коры и уровень океана перестал подниматься. В архейской истории Земли затопление океанических хребтов происходило три раза. Первый раз – в раннем архее, около 3,6 млрд лет назад, второй раз – в начале позднего архея 3,1–3,0 млрд лет назад, и третий раз – в раннем протерозое, около 2,2 млрд лет назад. Новые подъемы уровня океана вызывались либо увеличением выделения воды в зонах субдукции, либо резким изменением тектонической активности Земли, что приводило к повышенному поступлению магмы в срединно-океанические хребты и соответственно увеличению объема и высоты хребтов.

С появлением эпох оледенений появился еще один фактор колебания уровня океана – ледники. Чем больше воды сковывалось в ледниках, тем ниже становился уровень океана.

Одно время предполагалось, что вторым важным источником воды могли быть ледяные кометы бомбардировавшие Землю на ранних этапах ее развития. Однако исследования паров воды комет показали, что кометная вода и земная вода имеют разный состав – доля тяжелого водорода, или дейтерия, в составе паров воды на комете значительно превышает его долю в воде на Земле и значит, кометы не могли быть поставщиками, по крайней мере, значительного количества воды.



Земля остается активной планетой, несмотря на ее солидный возраст – 4 миллиарда 520 миллионов лет. В будущем, согласно гипотезе геологов, Землю ожидает формирование очередного мегаматерика – гипотетической Гипергеи и соответственно очередного мегаокеана Гиперпацифики. Вероятно, и Гипергею в еще более отдаленном будущем ждет распад в результате изменения режима конвекции в мантии. Хватит ли энергии нашей планеты на создание следующего суперконтинента после Гипергеи? Сейчас геологи склоняются к мысли – нет, не хватит. Приблизительно через 1,5 млрд лет Землю ждет истощение эндогенной энергии и тектоническая смерть.

Александр Бабкин 2016



Соленаккопление в водных бассейнах происходит в сложных условиях обусловленных тектоническим режимом, климатом, глубиной водоема, минерализацией вод и прочими факторами. Наиболее мощное солеосаждение происходит в жарком сухом климате в морских и крупных озерных замкнутых и полузамкнутых бассейнах при небольших глубинах водоема. Общее количество минералов, образующихся в водоемах при испарении воды, то есть эвапоритов, насчитывается около 80-ти. Среди этих минералов основными являются: карбонаты – кальцит (CaCO_3) и доломит ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$); сульфаты – ангидрит (CaSO_4) и гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и хлориды – галит (NaCl), сильвин (KCl) и карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. В очерке речь пойдет о накоплении толщ хлоридов. Хлор – один из самых распространенных и энергичных окислителей в гидросфере, а натрий, калий и магний – весьма распространенные элементы земной коры, обладающие высокой способностью находиться в свободном (ионном) состоянии в воде и одновременно легко вступать в химические соединения при подходящих температурах и достаточной насыщенности этими элементами водной среды.

Важнейшим условием длительного осаждения хлоридных солей является засушливый жаркий климат, обеспечивающий интенсивную испаряемость воды и наличие неглубоких водоемов, где должен быть затруднен круговорот воды, который может разбавлять приповерхностный слой водоема насыщенный солями.

При интенсивной испаряемости приповерхностный слой водоема насыщается солями – ионы щелочных (Na, K) и щелочноземельных (Mg, Ca) металлов вступают в химическую связь и начинают осаждаться. Сначала Na, K, Ca и Mg образуют карбонатные соединения. Хлоридные соли образуются, когда химически связываются все карбонаты и сульфаты, то есть возникает дефицит ионов углерода и серы, связанных с кислородом. При хлоридном солеосаждении сначала осаждается галит, затем карналлит и сильвин. Такой порядок садки солей может повторяться в пределах одного бассейна, и тогда образуются отложения карбонатов, сульфатов и хлоридов перекрывающие друг друга.

Переход солей в донные отложения начинается после насыщения донных рассолов (рапа).

Гидрохимия солеродных водных бассейнов, а значит, интенсивность и минеральный состав соляных осадков определяется составом подземных и поверхностных вод поступающих в

полузамкнутые и замкнутые водоемы. Состав и режим поступления вод извне в свою очередь зависит от климатических и геологических условий, которые постоянно меняются, что в конечном итоге выражается в слоистом строении соляных отложений, в прекращении и возобновлении соленакопления. В соляных толщах собственно соляные слои часто чередуются с не соляными слоями глин, алевролитов и т.п. Отклонение условий солеобразования на площади одного бассейна, изменение температуры воды в вертикальном измерении, перекристаллизация солей после их отложения, тектонические нарушения отложений приводит к усложнению вертикального и горизонтального строения соляных залежей.

Сохранению соленосных отложений способствует быстрое и достаточно мощное формирование перекрывающих образований, что может обеспечить, например, интенсивное поступление в водоем песков.

Мощности сплошных хлоридных соляных пластов могут достигать более 500м (Северо-Каспийская низменность).



Солончак Тузбайыр. Мангышлак. Западный Казахстан



Солончак Уюни. Боливия. Автор?

В истории Земли соленакопление наибольшей интенсивности достигало в палеозойскую эру: в кембрии, девоне и перми. В мезозое и кайнозое соленакопление резко сократилось. Предполагается, что эпохи соленакопления связаны с эпохами регрессий морей, когда возникали остаточные морские изолированные или почти изолированные бассейны в сухих и жарких (аридных) климатических условиях.

В палеозое Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская и Китайская континентальные плиты испытывали расчленение с образованием неглубоких депрессий заполнявшиеся морскими водами. В первой половине мезозоя происходила консолидация плит с образованием мегаматерика Пангея и общим осушением континента. Раскол Пангеи во второй половине мезозоя сопровождался значительными по глубине депрессиями, что не способствовало региональному соленакоплению. В кайнозое превалирует столкновение плит с мощным горообразованием. В целом, по сравнению с палеозоем, кайнозойские континенты более гористы и меньше залиты морскими водами. Кроме того аридные климатические зоны в кайнозое сократились, повысился мировой влагооборот, то есть усилились водные осадки опресняющие поверхностный слой водоемов.

Солевые пласты весьма пластичны и имеют высокую способность к течению. Плотность хлоридных солей (от 1,6 до 2,2 г на куб.см), то есть галит, карналлит и сильвинит являются одними из самых легких минералов в природе. Кроме того соли почти не сжимаются при давлении. Эти свойства соли приводят к удивительному геологическому явлению – **всплыванию к земной поверхности соляных куполов путем раздвига перекрывающих их пластов. Соляные купола представляют собой каплевидные образования – штоки, где «капля» течет вверх под давлением более тяжелых перекрывающих отложений. Всплытие солевых пластов возможно при минимальной мощности надсолевых толщ в 1,5км. Толчком к всплытию солевого штока служит какое-либо тектоническое нарушение пластов, дестабилизирующее положение солевой залежи или изначальное неравномерное залегание солевых и перекрывающих пластов.**



Соляной купол Кух-э-Намак в южном Иране. Institute of Geophysics of the CAS

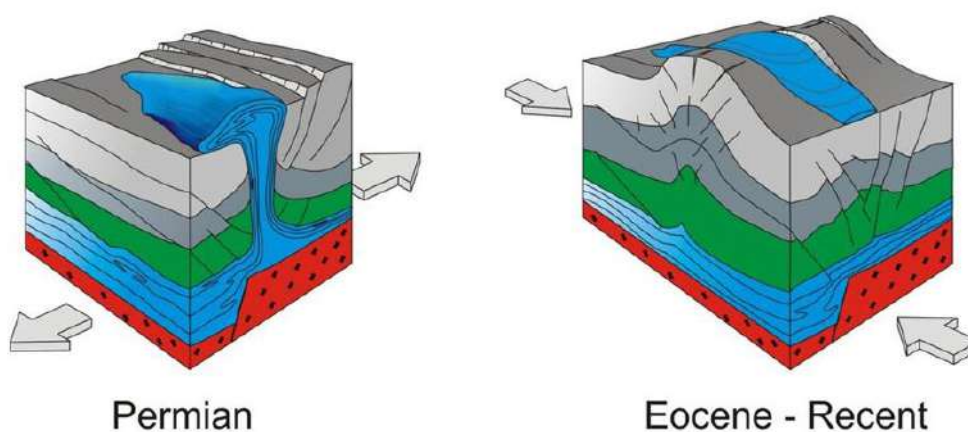
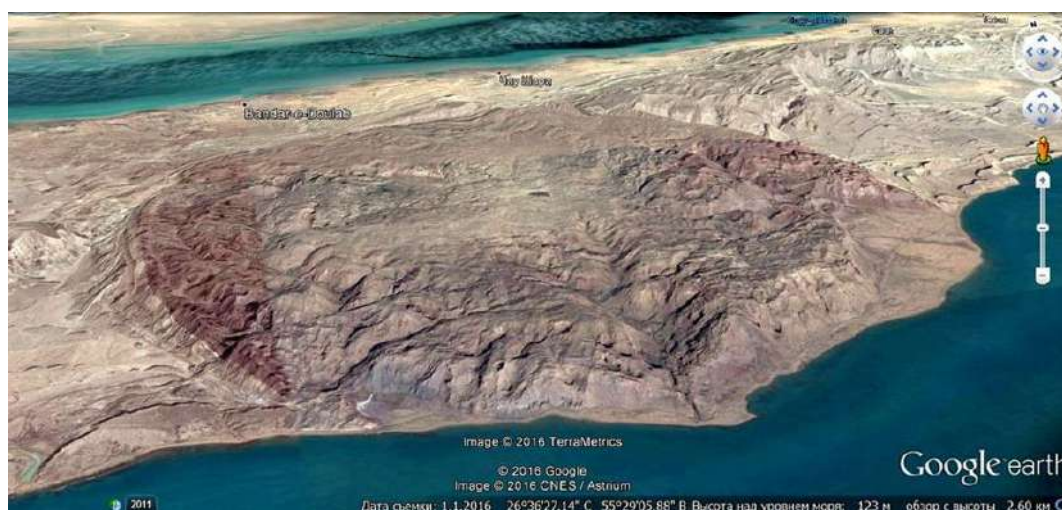


Схема образования купола Кух-э-Намак. Institute of Geophysics of the CAS. Соли кембрийского периода в результате тектонического нарушения ложа, всплыли на земную поверхность по разлому



Соляной купол на острове Кешм в Персидском заливе

Наиболее широкое развитие соляные купола имеют в Северо-Каспийской впадине – там более 1300 куполов. Соли в северном Прикаспии накапливались в пермском периоде в полужамкнутом бассейне в течение более ста тысяч лет, что по геологическим масштабам очень быстро. Такое необычно быстрое и мощное соленакопление пока не имеет убедительного объяснения. На периферии впадины соляные купола представляют собой гряды с вытянутыми поднятиями высотой до 6 км, а к центру формы куполов меняются – здесь они выглядят как наковальни, цилиндры или грибообразные тела высотой до 9 км.

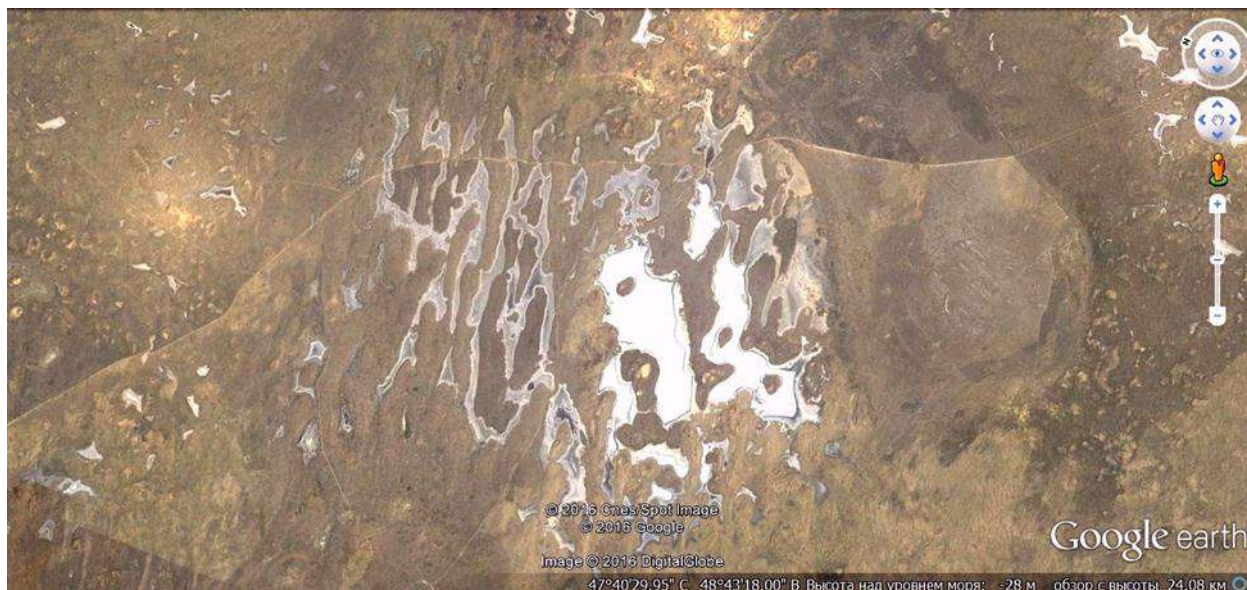
По данным сейсморазведки выяснилось, что некоторые купола иногда отрываются от своего основания. В центральных районах прикаспийской впадины, соль, по-видимому, полностью выжата в надсолевые отложения кайнозоя ранее перекрывавшие соляные пласты.

Крупнейшим прикаспийским куполом является Шалкарский соляной массив площадью 2700 кв.км. Купол Шалкар образован при слиянии семи штоков и содержит 25 тысяч куб.км соли.

Формирование соляных куполов Прикаспия началось около 255 миллионов лет назад, в конце пермского периода. Образованию куполов способствовало различия в первичной мощности соляного пласта, в уровне подсолевого ложа и плотности перекрывающих пород. Самые благоприятные условия для всплывания соляных штоков имелись в районах с наибольшей толщиной соли. Температура на верхней границе солевых пластов была около 50 град. С, а перепад давлений между поднятыми и опущенными участками этой границы, вероятно, достигал 20 кг на кв.см.

230 млн. лет назад прикаспийские купола уже выходили на поверхность, но 70 миллионов лет назад, в конце мелового периода, они были перекрыты морскими осадками мощностью до 3 км. Однако купола движение вверх не прекратили и 5 млн. лет назад они вновь стали выходить на дневную поверхность.

В настоящее время кровля большинства куполов центральных районов впадины находится на глубине около 500 м, а подошва на глубине 9 км.



Соляные купола Северо-Каспийской низменности на поверхности выглядят как слабовыраженные поднятия с солончаками



Соляной купол Ходжамумин на юге Таджикистана высотой 1146 метров. Гора почти полностью состоит из соли, отложенной в море пермского периода. Гора хранит около 30 миллиардов тонн галита. Фото Александр Бабкин



Эрозия соли на Ходжамумине. Фото Александр Бабкин



Слоистость соли. Ходжамумин



В солевой шахте у города Соледар. Украина



Грязевой вулканизм

Грязевой вулкан в Азербайджане. National Geographic Россия

Выбросы грязекаменного материала вместе с газами и водой может происходить в районах магматического вулканизма, где большей частью происходят извержения вулканического пепла и жидкой лавы. Однако грязевой вулканизм может проявляться и в районах, где магматическая деятельность отсутствует. Немагматическому грязевому вулканизму и посвящен этот очерк.

Немагматические грязевые вулканы образуются в нефте- и газоносных осадочных толщах морского происхождения, таких например, как Каспийская впадина. Наибольшее количество грязевых вулканов расположено в Азербайджане на Апшеронском полуострове Каспийского моря. Грязевые вулканы обнаружены и на дне Каспия, но количество подводных каспийских вулканов неизвестно. Кроме того немало вулканов такого типа встречаются в Туркмении, на Таманском и Керченском полуостровах Черного моря и в некоторых других районах мира.

Грязевой вулкан на поверхности земли представляет собой сопку (**макалуба**) от нескольких метров до 500м в высоту при ширине основания до 6км с кратером на вершине или небольшое углубление (**сальза**) с озером грязной воды различной расцветки (чаще всего коричневой или серо-черной) или с озером жидкой или засохшей грязи. Глубина озера в сальзе достигает десятков метров.

Макалубы и сальзы периодически извергают грязь с обломками осадочных пород, воду, иногда нефть. Извержения всегда идут с выделением газов – чаще всего метана, реже – CO₂, N₂, H₂S. Иногда метан воспламеняется, образуя факел от нескольких метров до километра в высоту.

Грязевые извержения проходят в две стадии: эксплозивная кратковременная с выбросами грязи и обломков на высоту до десятков метров и **грифонная**, когда грязь и жидкость спокойно изливаются на поверхность.

Условиями формирования грязевого вулканизма являются: скопление нефтяных газов, наличие напорных подземных вод, наличие трещиноватых глинистых пород способных разжижаться и

тектонические нарушения (разрывы, антиклинальные (А-образные) складки) осадочных слоев. Эти условия обеспечиваются на глубинах от 5 до 9 км морских осадочных образований, где обеспечивается избыточное давление. Однако, инициировать подъем газов и жидкости может и дефицит давления: в этом случае подъем газо-жидкостной смеси (флюида) происходит благодаря механизму выравнивания давления в недрах.

Мощные отложения осадочных неметаморфизованных пород не часто встречаются в мире. Каспийская впадина, существующая на протяжении сотен миллионов лет, является наиболее благоприятным районом для формирования осадочного грязевого вулканизма.

Грязевой вулканизм инициируется выделением нефтяных газов и напорных вод. Газы, встречая на своем пути разжиженную глину, тектоническую брекчию или песок, поднимают по разломам образующуюся грязь на поверхность земли при помощи напорных вод и, в зависимости от силы напора, извергают грязевые массы взрывным или спокойным путем.

Избыточное давление воды в толщах глин, как выяснилось при более подробном изучении вопроса, формируется, как правило, за счет фазовых преобразований глинистых минералов в области высоких температур и давлений. Основным процессом такого преобразования является иллитизация – превращение минералов группы монтмориллонита, имеющих в своем химическом составе 12-26% воды, в минералы группы гидрослюда, содержащих 8-9% воды. Выделяющиеся излишки воды затем отжимаются из пор породы вверх, иллитовая глина уплотняется, а над ней образуется зона разуплотнения и повышенного давления напорных вод за счет избытка воды. Зона разуплотнения достигает мощности 500м. Если зона разуплотнения при своем расширении достигает менее плотных пластов песка и песчаника или разломов, или разломы сами пересекают зону разуплотнения при тектонических подвижках, то вода и газы получают возможность устремляться вверх, иногда достигая поверхности земли. При этом образуются интересные геологические тела: под огромным давлением разжиженный песок или грязь с обломками заполняет трещины, и после декомпрессии цементируется раствором. Так получают песчаные дайки, трубки и другие подобные образования, иногда выходящие на поверхность в виде столбов. Образованию битумов и асфальтовых тел, цементирующих пески, способствует концентрация тяжелых углеводородов при потере метана во время движения флюидов наверх.

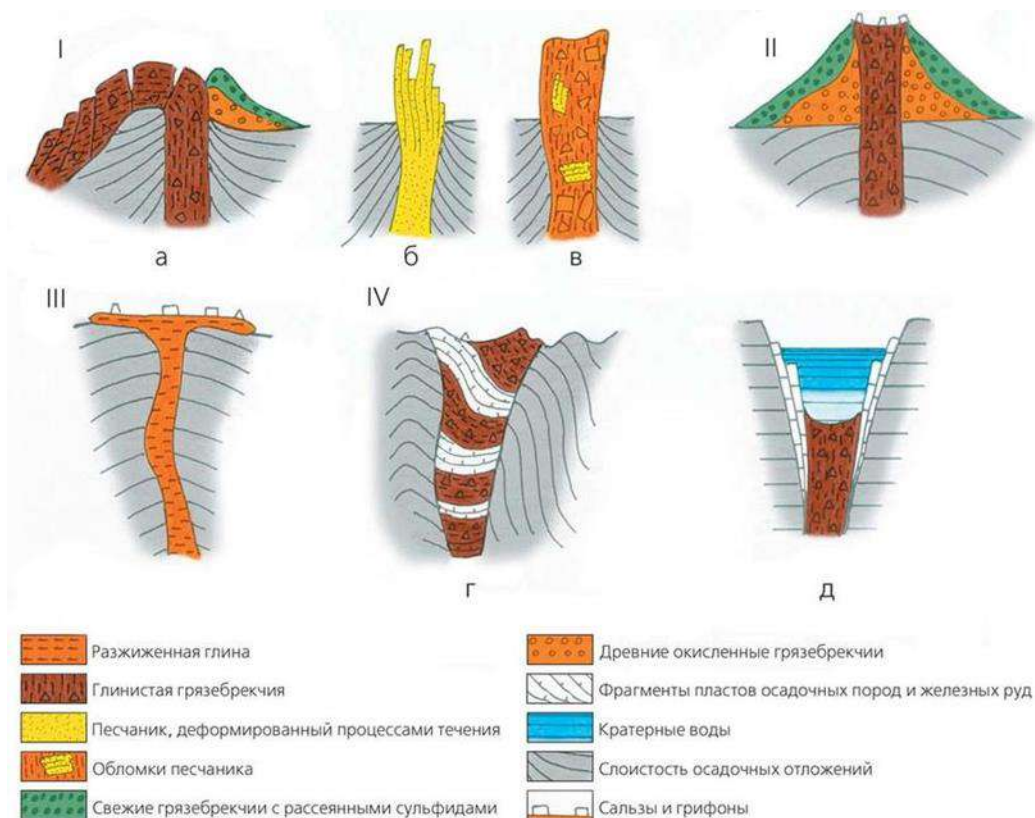
Эксплозивное (взрывное) извержение грязевого вулкана продолжается несколько дней, сопровождается землетрясением и подземным гулом. После эксплозивной стадии вулкан затихает. В кратере и вокруг кратера образуются мелкие сальзы, непрерывно поставляющие грязь, воду и газы. Грязь спокойно разливается вокруг вулканической сопки или сальзы потоками, образуя слой засохшей грязи толщиной до десятков метров или солончаковое озеро, как, например, Булганакский солончак на Керченском полуострове, который непрерывно бурлит и поставляет более ста кубометров углеводородных газов и около 5 тысяч литров грязи в сутки.

Сопки-макалубы и сальзы по сути можно рассматривать как разные стадии единого процесса: после очередного извержения вулканическая сопка может разрушиться и на ее месте может образоваться озеро. И наоборот: на месте озера может сформироваться вулканический конус. Грязеподводящие каналы часто забиваются грязекаменным материалом, что способствует развитию новых каналов и, соответственно кратеров на земной поверхности.

Жерло грязевого вулкана представляет собой трубу, стенки которой зацементированы песчаным материалом. Глубже грязеподводящие каналы, вероятно, имеют более сложную и разнообразную

структуру. Очаги грязевулканической деятельности имеют вид линз воды или нефти и располагаются в вершинах выпуклых складок – антиклиналей или непосредственно под антиклиналью согласно напластованию пород. В местах, где линзы пересекают разломы, образуются ответвления – корни грязевых вулканов.

Резкое выделение воды из грязебрекчий и ее уход по каналу к поверхности способствует образованию дефицита массы на глубине, в результате чего опускаются нормально залегающие пласты и вокруг кратера образуются кольцевые разломы с формированием **кальдеры проседания**. Кальдера проседания как правило быстро заполняется водой или грязью.



Жерла, сальзы и макалубы разных видов в разрезе. По В.Н. Холодову



Краткий обзор современного уровня понимания процессов гранитообразования

Граниты состоят на 60-65% из полевых шпатов: ортоклаза $KAlSi_3O_8$, альбита $NaAlSi_3O_8$, олигоклаза $(Na,Ca)(Si,Al)_4O_8$, а также кварца SiO_2 – 25-35% и биотита – 5-10%. Граниты составляют около 77% объема всех магматических пород в верхней части континентальной земной коры. Для Земли характерно широкое распространение гранитных пород, что обусловлено сложным рециклингом преобразования горных пород земной коры – от магматических пород к осадочным, метаморфическим и снова к магматическим большей частью гранитного состава, после чего рециклинг может повториться. На других планетах Солнечной системы граниты, возможно существуют, но определенно в весьма небольших количествах ввиду слабой и простой тектонической деятельности, не способной поддерживать столь сложную эволюцию коры как на Земле.

Гранитные породы или гранитоиды (к которым можно отнести еще гранодиориты (и другие породы кислого состава с приставкой грано-), адалеллиты, кварцевые диориты, а также мигматиты и гранитогнейсы) формировались двумя путями: 1. Дифференциация первичной магмы основного состава на ультраосновную, основную, среднюю и кислую (гранитную) фракции; 2. Метасоматическая переработка без расплавления горных пород и тесно связанное с процессами метасоматоза явление анатексиса с расплавлением любых горных пород под действием магматических флюидов и внедрений магматических расплавов с образованием гранитоидов.

По-видимому второй путь является главным для гранитообразования, о чем в первую очередь свидетельствует незначительное присутствие гранитных пород в океанической коре и широкое распространение гранитоидов в континентальной коре главным образом в ее верхней и средней зонах и, возможно в нижней «базальтовой» коре, чье название условно и отвечает лишь сейсмическим признакам при геофизическом зондировании. Кроме того постоянное совместное присутствие гранитов с другими породами разного состава и генезиса также говорит в пользу второго пути.

Из экспериментальных данных вытекает следующий механизм образования вторичных гранитных магм – частичное плавление мелкообломочных осадочных кварц-полевошпатовых пород: песчаников, алевролитов и т.д., ранее образованных магматических пород и метаморфических пород существенно кислого состава: гнейсов и т.д.

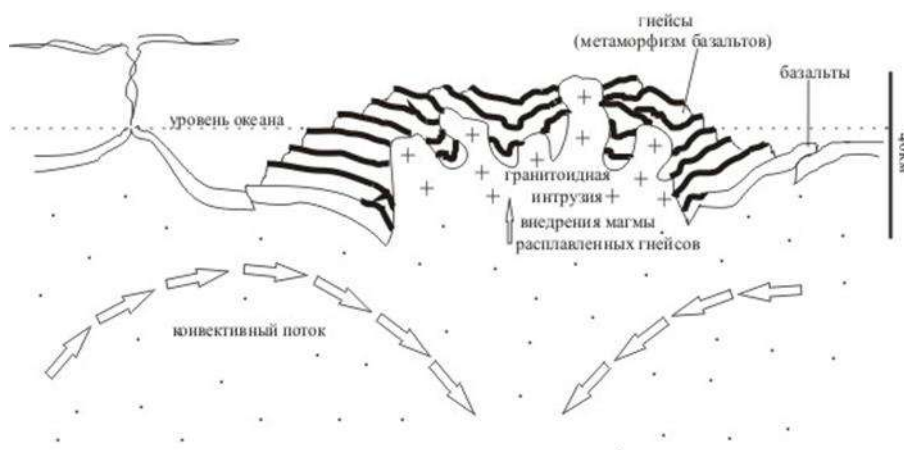
Экспериментальные данные также подтвердили важную роль воды в формировании гранитных магм. Установлено, что безводные расплавы гранитного состава образуются при температуре не менее 950°C, тогда как природные гранитные магмы имеют начальную температуру 850-650°C. Источником воды в гранитном расплаве, могут быть гидроксилсодержащие минералы, главным образом слюды и амфиболы.

Источники гранитных магм, отвечающих по составу реально наблюдаемым породам, расположены в континентальной земной коре на глубине от 7 до 40км, где литостатическое давление достигает 10 000 атм.

Гранитообразование, связанное с фракционированием (дифференциацией) базальтоидных магм и с непосредственным выплавлением магм среднего и кислого состава из первичной базальтовой коры и подкорового магматического океана, имело ведущее значение на ранних стадиях формирования гранитоидов в архейской зоне. Начиная с протерозоя, главенствующая роль в гранитообразовании навсегда переходит к ультраметаморфическому метасоматическому и анатектическому механизмам.

Расслоение земной коры в процессе архейского гранитообразования на гранитный слой и базальтовый слой усиливалось по мере формирования осадочно-метаморфических толщ, состав которых в протерозойский эон уже соответствовал гранодиоритовому. Соответственно переплавление осадочного слоя всегда приводило к формированию кислых и средних интрузивных масс.

Начало формирования континентальной коры (гранито-гнейсового купола) в архее



Дифференциация магмы

Первичная (ювенильная) магма, которая внедряется в земную кору из мантии, всегда имеет и имела основной (базальтовый) состав (исключая, вероятно архейское время). Представление о том, что каждая магматическая порода образовалась из особой первичной магмы, неверно, но существуют гипотезы и о перидотитовой и анортозитовой первичной магме.

Дифференциация магмы на глубинах от нескольких километров до нескольких десятков километров сводится к последовательному образованию кристаллов и их всплыванию или оседанию из остаточного расплава, а также расслоению жидких фракций под влиянием гравитации и конвективных потоков в очаге расплава. Важную роль при кристаллизации магмы играют такие факторы как присоединение новых химических соединений (ассимиляция) и потеря летучих веществ (флюидов).

Ход дифференциации на отдельные слои по содержанию кремнезема (SiO_2) из родоначальной основной магмы выглядит так: *Габбро-перидотитовая (ультраосновная) – Диоритовая (средняя) – Гранитная (кислая) – водные растворы.*

Из ультраосновного расплава кристаллизуются интрузивные и эффузивные породы (в зависимости от глубины застывания) с содержанием $\text{SiO}_2 < 45\%$: перидотиты, дуниты, пироксениты, пикриты и другие; Из основного: габбро, диабазы, анортозиты и др. (SiO_2 50-55 %); Из среднего: диориты, сиениты, андезиты, трахиты (SiO_2 60%); Из кислого расплава: граниты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты, риолиты (SiO_2 63-65%).

Осаждение кристаллов тяжелых минералов в менее плотной жидкости эффективно на ранних стадиях, когда жидкая магма еще не слишком вязкая. Всплывание легких кристаллов (например, полевого шпата), вероятно, менее распространенный процесс.

Одновременно с осаждением и всплыванием кристаллов появляется газовая фаза в виде мельчайших пузырьков H_2O , CO_2 , HCl , HF , SO_2 и др., которые поднимаясь вверх, по-видимому, садятся на отдельные кристаллы, способствуя их всплыванию. Газы расплава могут кроме того выдуть остаточную жидкость вверх в массив пород, вмещающих магматическую камеру.

При **эманационной дифференциации** магмы происходит разделение вещества расплава за счёт образования химических соединений с трансмагматическими флюидами, способными к обособлению.

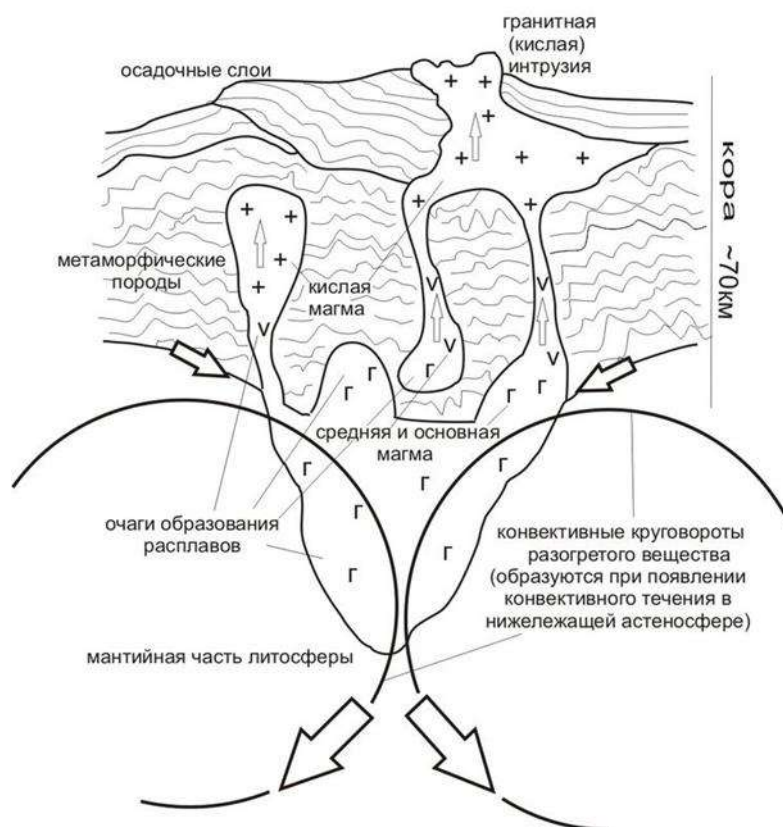
При кристаллизации магмы до состояния вязкой массы, остаточная жидкость расплава может выжиматься при подвижках вмещающих пород, с образованием отдельного тела.

Когда магма полностью кристаллизуется, она образует изверженную породу, которая никогда не была полностью жидкой и которая сложена веществом исходной магмы и вмещающих пород.

Вышеперечисленные процессы в целом представляются достаточными для объяснения магматической дифференциации.

горообразование и магматизм

область утолщения, деформации и повышения температуры литосферы



Один из вариантов анатексиса и возможной последующей дифференциации магмы

Однако невозможно представить образования громадных масс гранитов за счет только дифференциации базальтовой магмы. В ходе дифференциации базальтовой магмы вместе с гранитами должны образовываться ультраосновные породы, которые встречаются довольно редко.

Ультраметаморфизм

Гранитообразование тесно связано с региональным метаморфизмом, наблюдающийся только над участками астеносферы, где увеличивается тепловой поток и который инициирует конвективное перемещение горных пород земной коры и внедрение в кору горячих флюидальных растворов и магмы из мантии способных расплавить коровое вещество. Далее – под действием конвективного перемещения пород, в частности в местах схождения двух конвективных круговоротов, кора деформируется, что приводит к процессам орогенеза. В свою очередь **деформация и утолщение коры вызывает увеличение температуры, что может привести к почти полному расплавлению пород любого происхождения в толще земной коры. Вероятно, расплавление горных пород при ультраметаморфизме происходит на глубинах от 30 до 7 км большей частью из гранулитов – глубокометаморфизованных пород. Гранитное вещество, при дальнейшем подъеме, может находиться в частично расплавленном виде до глубины 1 км.**

При орогенезе гранитообразование идет наиболее интенсивно и быстро – **выделение и скопление достаточно крупных гранитных тел до нескольких километров в диаметре, вероятно может занять 10-30 000 лет. Однако время достижения необходимой температуры, при которой может выделяться гранитный расплав, занимает не менее 1 миллиона лет.**

Совокупность этих процессов приводит к крайним проявлениям ультраметаморфизма – к анатексису – расплавлению и превращению в магму твёрдых пород до этого не находившихся в состоянии расплава под действием гидротермальных (жидких) и пневматолитовых (газовых) флюидов со значительным выносом и привносом химических соединений; и палингенезу аналогичному расплавлению твердых пород, до этого уже находившимся в расплавленном состоянии (магматические породы) с менее значительным выносом и привносом химических соединений.

Анатексис и палингенез (далее в тексте оба явления ввиду отсутствия четкой границы между ними именуются одним термином – анатексис). Преимущественными процессами анатексиса являются: 1) плавление горных пород при диффузии (просачивание через кристаллическую решетку) и инфильтрации (поровое просачивание) газово-жидких растворов с высокотемпературным замещением, привносом и выносом веществ; 2) реоморфизм – плавление горных пород, вызванное внедрением магмы образованной первым процессом.

Анатектические расплавы образуются путем не полного переплавления коровых пород, а частичного. Расплавленная фракция субстрата, подвергнувшегося анатексису, в виде капель выдавливается вверх и скапливается в очаги магматических расплавов. В дальнейшем расплав поднимается с переплавлением и раздвигом вмещающих пород, либо остается на месте и постепенно затвердевает в виде интрузивных тел. Как правило, анатектические гранитоиды содержат ксенолиты (включения) метаморфических или осадочных пород, захваченные в магму во время ее подъема. Породы основного и ультраосновного составов анатектического генезиса в верхней и средней континентальной коре, значительно менее распространены, так как средняя и верхняя зоны коры (первично осадочно-метаморфическая) до глубин в среднем около 25км имеют преимущественно кислый и средний состав. О составе нижней коры до сих пор мало, что известно. **Анатектические преобразования пород были больше характерны для архея и раннего и среднего протерозоя. Со времени позднего протерозоя ведущим процессом гранитообразования на Земле становится метасоматоз, то есть процессы, проходящие без расплавления пород из-за низкого температурного градиента земной коры поздней эпохи истории Земли.**

Формирование плагиоклазовых гранитов связывают с частичным плавлением менее кремнекислых кварц-плагиоклаз-амфиболовых магматических пород, залегающих в нижней зоне континентальной земной коры и когда-то выплавленных из мантии, залегающей на глубинах от 40 до 100км. Плавление пород на этих глубинах с образованием гранитов, сводятся к дегидратации амфибола и переходу в расплав кварца и части плагиоклаза.

Температура начала анатектического гранитообразования находится в пределах 660-740°C при давлении 2000 атм для пород, в состав которых входят кварц, плагиоклаз и калийсодержащие минералы. Нахождение воды в расплавляемых массах существенно влияет на температуру их плавления – высокое содержание воды понижает температуру плавления и наоборот. Кроме того присутствие воды способствует процессу растворения пород окружающих магматический очаг.

Метасоматическое гранитообразование

Формирование гранитоидов в толщах любых горных пород, но большей частью осадочных и метаосадочных, под действием гидротермально-пневматолитовых растворов (флюидов) без расплавления или с незначительным расплавлением пород называется метасоматическим

гранитообразованием. Для гранитоидного метасоматоза характерно значительное изменение минерального и химического состава перерабатываемых пород, которое сопровождается привнесом и выносом химических соединений, где значительную роль имеют вода и щелочи ($\text{Ca}(\text{OH})_2$, NaOH , KOH и др.)

Метасоматическое гранитообразование протекает при температуре от 500 до 1000°C на глубинах от 20 до 1 км.

Гранитоидный метасоматоз происходит при трех типах геологических условий:

в районах горообразования при тектонической активизации земной коры, то есть в зоне ультраметаморфизма воздымания – этот тип имеет наибольшее значение при образовании гранитоидов в современное геологическое время. В этих условиях образуются граниты, граносиениты и сиениты;

экзоконтактовое гранитообразование развито в контактах с интрузивно-магматическими расплавами и затвердевшими массивами;

при **регионально-площадном распространении** развивается процесс ультраметаморфизма погружения. В этих условиях гранитообразование может протекать и без существенного участия магматических и постмагматических флюидов, и даже вовсе без их участия, а граниты формируются за счет внутреннего перераспределения и перекристаллизации пород. В таком случае гранитообразование называется метаморфогенным.

Химизм и кристаллизация гранитной магмы

Для гранитов как и для всех интрузивных пород характерна крупно- и полнокристаллическая структура, что обусловлено глубиной застывания и кристаллизации пород. Интрузивные породы формируются в условиях медленного понижения температуры и под большим давлением вмещающих пород, что препятствует отделению минерализаторов, препятствующих отвердеванию магматического расплава. В таких условиях у минералов горной породы есть достаточное время и температура для роста кристаллов. Если магма охлаждается медленно и температура ее долго держится вблизи точки плавления, то образуется небольшое количество центров кристаллизации. При очень медленном охлаждении магма может полностью раскристаллизоваться, не достигнув поля, где образуется много центров кристаллизации.

Физическое состояние молекул в магме достоверно не известно. Прочно связанные анионные группы $[\text{SiO}_4]$, вероятно, находятся в расплаве совместно со свободными катионами Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} и Na^+ . Эти кластеры в жидкой фазе можно рассматривать как группы кремнекислородных и алюмокремнекислородных тетраэдров, связанных в сложные группы. Степень комплексности этих групп зависит от температуры и состава магмы – например, добавка небольшого количества (OH) или F вызывает распад крупных ионных групп, увеличивая текучесть расплава.

Появление расплавов в зонах ультраметаморфизма возможно лишь при наличии воды, понижающей температуру кристаллизации кварц-полевошпатовых пород. Главным источником воды в процессе плавления служат слюды (мусковит, биотит) метаморфических горных пород, которые при повышении температуры разлагаются с выделением H_2O . Например, мусковит

разлагается с образованием ортоклаза, силлиманита и воды: $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + SiO_2 \rightarrow KAlSi_3O_8 + Al_2SiO_5 + H_2O$.

В результате **кристаллизации полностью расплавленной первичной магмы обычно выделяется не один твердый минерал, а несколько**. В процессе кристаллизации некоторые выделившиеся минералы во взаимодействии с расплавом появляются и исчезают, другие изменяют свой состав, третьи сохраняются в изначальном виде. **При кристаллизации расплавов богатых летучими компонентами процесс кристаллизации существенно усложняется.**

Последовательность выделения минералов при кристаллизации первичной кислой магмы: полевые шпаты – биотит – кварц.

При кристаллизации анатектической магмы кварц кристаллизуется из расплавленного состояния при температуре ниже $700^{\circ}C$, а полевые шпаты, имеющие в гранитизируемом субстрате температуру плавления выше $1000^{\circ}C$, не расплавляются, но растут из микроскопических кристаллов входивших в состав преобразуемых пород. В присутствии воды кристаллизация полевых шпатов идет при более низких температурах.

Гранитный расплав при давлении 1000 атм (соответствует глубине 2км) может растворить 3,75% воды, при давлении 4000 атм (глубина 15км) – 9,25%.

Присутствие летучих резко снижает температуру начала кристаллизации. 1% растворенной в расплаве воды понижает температуру кристаллизации примерно на $50^{\circ}C$, то есть при содержании 10% воды температура может понизиться на $500^{\circ}C$.

Главная особенность кристаллизации в присутствии флюидов – выделение газов при одновременной кристаллизации с понижением температуры. В результате в магме, пропитанной газовым раствором, начинается перекристаллизация. Далее, когда газы выделяются из магмы, начинаются пневматолитовые процессы метасоматоза во вмещающих (окружающих) породах.

Таким образом, присутствие в магме воды и других минерализаторов обуславливает возникновение в конце кристаллизации газового раствора. Этот раствор вызывает перекристаллизацию породы с образованием крупнозернистых структур.

Общая схема кристаллизации кислой магмы выглядит так: 1) выделение силикатов из магмы; газовая фаза еще не появляется; 2) «ретроградное кипение», когда из магмы выделяется и силикат и газовая фаза; 3) пневматолитовая стадия, когда силикат выделяется из газа; 4) стадия конденсации, когда появляются водные растворы и 5) гидротермальная стадия, когда силикат выделяется из водного раствора.

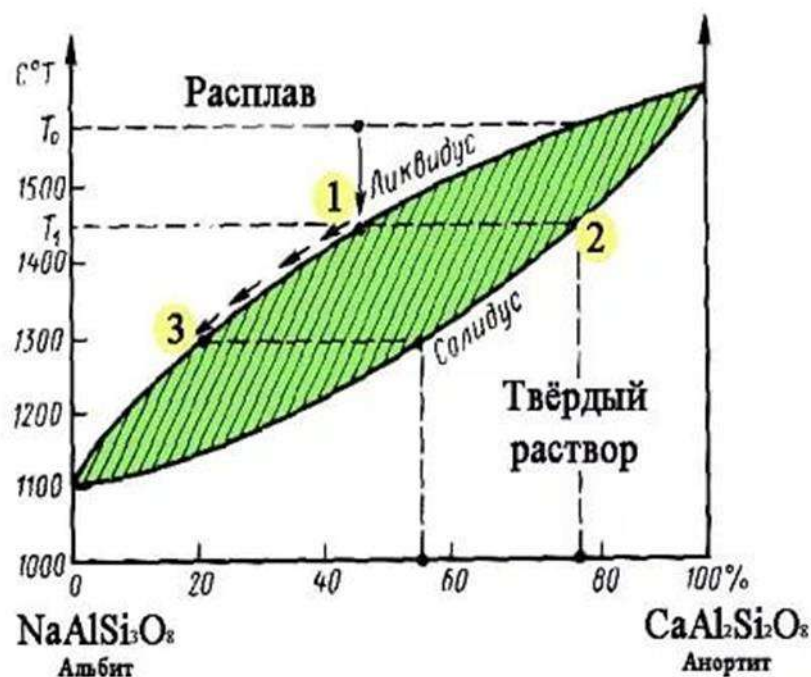


Рис.3 Диаграмма плавокости для твердых растворов плагиоклазового ряда (по Н.Борзну).
Заштриховано поле сосуществования кристаллов и расплава. Состав выделившихся из расплава кристаллов определяется на оси абсцисс. 1-3 - различные стадии кристаллизации расплава.

Ликвидус – линия полного плавления твёрдых фаз выше которой находится только жидкость. Иными словами это температура, при которой в равновесных условиях выпадает первый кристалл.

Солитус – линия, на которой исчезают последние капли расплава, или температура, при которой плавится самый легкоплавкий компонент. Линия, ниже которой находится только твердая фаза.

Перемещенные и неперемещенные граниты

Насыщенный водой кислый расплав может возникнуть в процессе ультраметаморфизма мусковит-содержащих пород при давлении 2000-4000 атм на глубине от 16 до 7 км (мусковит является главным источником воды при разложении в глубинных условиях).

Глубже мусковит разлагается при более высокой температуре и образованный при этом расплав становится перегретым и недонасыщенным водой.

Как указывалось выше, насыщение водой понижает температуру гранитного расплава, и, соответственно расплав теряет способность к дальней миграции (перемещению). И наоборот недонасыщенные водой расплавы способны к дальней миграции в силу своей высокой температуры.

Таким образом, перемещенные граниты произошли из глубоких коровых источников и имели более высокую начальную температуру. Если же источник располагается на меньшей глубине, то расплав затвердевает в виде **мигматитов** недалеко от места зарождения.

Однако, мигматизированные гранито-гнейсы способны перемещаться в область меньшего давления и при этом количество гранитного расплава может возрастать. Возможность такого перемещения обусловлено тем, что эти гранито-гнейсы, содержащие некоторое количество анатектического расплава, обладают меньшей плотностью и вязкостью (более текучие). Кроме того подъем пород сопровождается дополнительным нагревом, что является дополнительным фактором частичного плавления и возрастания подвижности гранито-гнейсов. Вследствие этого они механически неустойчивы и способны к подъему в виде диапировых куполов, аналогично тому, как поднимаются массы пластичной и легкой каменной соли. Многокилометровые гранито-гнейсовые купола, приуроченные к ядрам антиклинальных структур, весьма характерны для ультраметаморфических комплексов.

При подъеме интрузивного тела сквозь недр имеет место комбинация механизма переплавления и раздвига вмещающих пород. Интрузии при своем подъеме образуют промежуточные очаги в местах структурных препятствий в виде пологих разломов, стратиграфических границ и тому подобное. Испытывая затруднение при дальнейшем подъеме, расплав накапливается и образует интрузивные тела. Дальнейший подъем интрузии возможен при образовании трещины в кровле интрузивного тела или при достаточном повышении температуры магмы. В итоге часто интрузив имеет многоэтажную структуру с магмоподводящими каналами между интрузивными телами.

Подъем интрузии из очага своего образования с формированием батолитов – крупнейших интрузивных массивов, когда уже расплав не способен переплавить вмещающие породы, идет по разломам. Этот процесс сопровождается опустошением магматического очага, в который опускаются блоки вышележащих малоизмененных толщ с одновременным замещением освобожденного пространства интрузивной породой, поступающей из разломов.



Мигматиты – неоднородные породы с рассеянным гранитным материалом, которые состоят из реликтов исходного метаморфического субстрата — палеосомы и новообразований, возникших при частичном плавлении – неосомы. Неосома, в свою очередь, состоит из более светлых полос, пятен, прожилков – лейкосомы, образованной затвердевшими скоплениями гранитного расплава (кварцем и полевыми шпатами), которые выплавились из палеосомы, и более темных полос и пятен с высоким содержанием

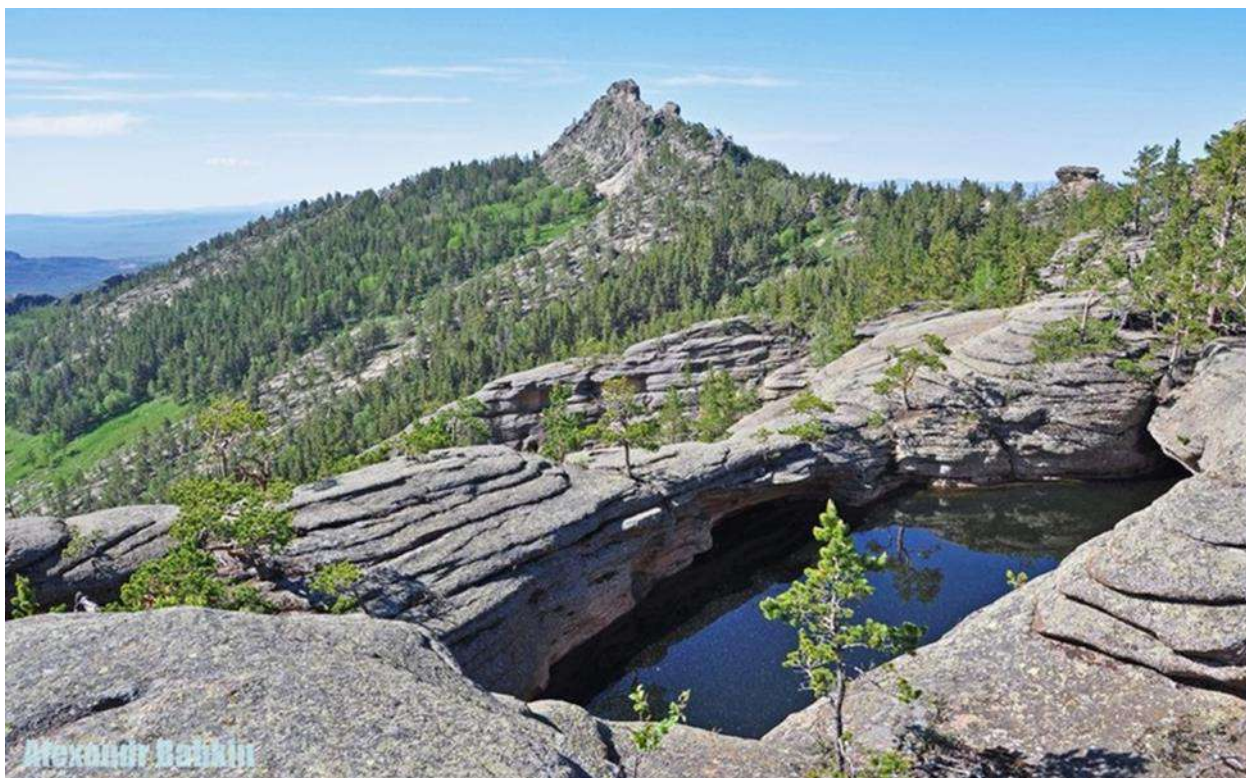
биотита и других цветных минералов –меланосомы. Для многих мигматитов характерно тонкое чередование лейкосомы и меланосомы. Обособление лейкосомы и меланосомы не сопровождается привносом-выносом химических элементов, а сводится к их пространственному перераспределению. Состав исходного субстрата (палеосомы) равен сумме составов лейкосомы и меланосомы. Разделение на лейко- и меланосому начинается в твердом состоянии вследствие метаморфической дифференциации, а завершается в процессе частичного анатектического плавления.



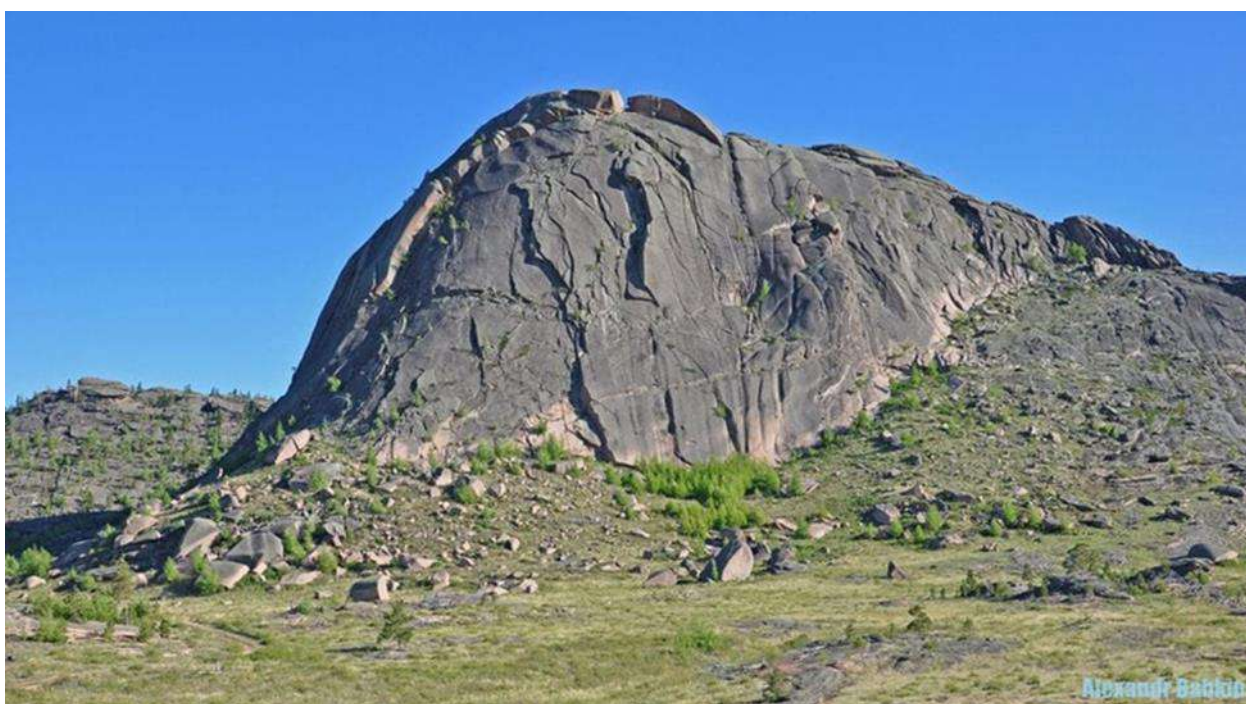
Пегматит - крупнокристаллическая преимущественно дайковая (жильная) порода. Дайки пегматитов достигают 3-5 км в длину и могут иметь мощность в несколько сотен метров. Наиболее распространены пегматиты кислых интрузий (гранитные пегматиты), однако известны пегматиты и других типов магматических пород: дунит-пегматиты, габбро-пегматиты, пироксенит-пегматиты и др.



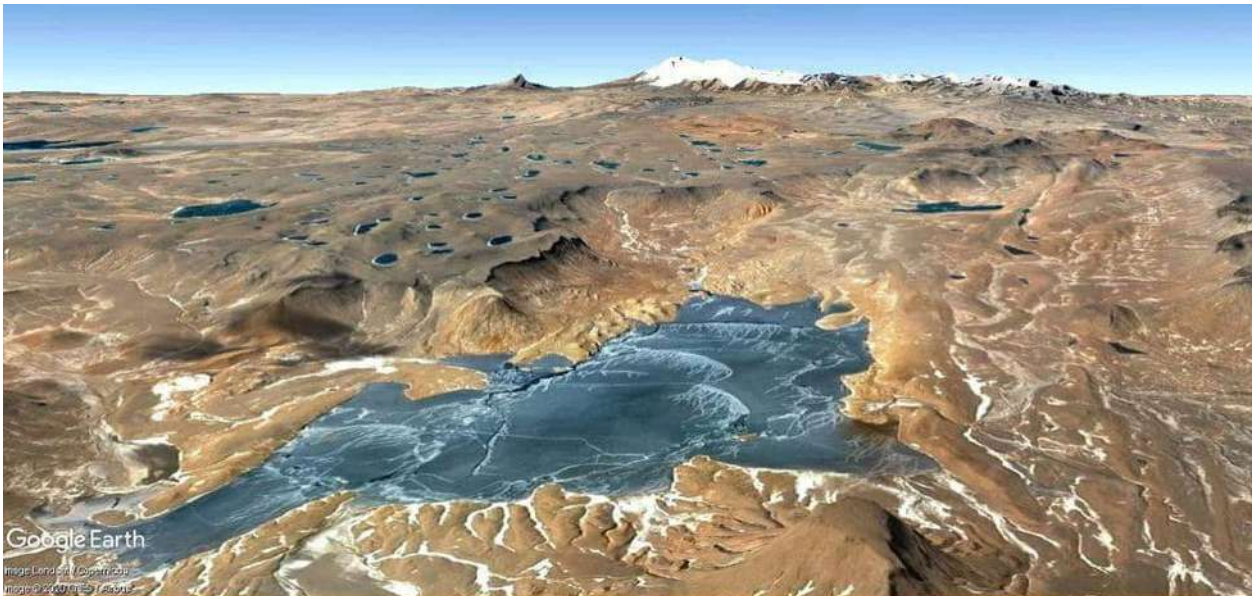
Гранитная дайка в песчаниках. Джунгарский Алау



Каркаралинские гранитные горы. Центральный Казахстан



Баянаульские гранитные горы. Восточный Казахстан



История формирования Тибетского нагорья

Неизвестная человечеству до середины 20 века история **палеогеографии** мира постепенно раскрывает свои загадки и чем больше наука узнает о тектоники плит, об этом во многом уникальном для планет явлении, тем больше впечатляют грандиозностью и сложностью внутренние геодинамические процессы Земли, которые проявляются на поверхности планеты в виде удивительных «путешествий» и трансформаций континентов и океанов.

Тектоническая история Тибета – пожалуй, наиболее выразительный пример таких геологических трансформаций. История этого нагорья, которое расположено в середине Азии и входит в состав Великой Центрально-Азиатской горной системы, весьма сложная и еще во многом не ясная, но в общих чертах геологической науке уже понятная.

Тибетское плато образует относительно ровную территорию площадью более 2 миллионов кв.км со средней высотой 4500м и с максимальной высотой 7111м – гора Ньенчен-Тангла.



Ньенчен-Тангла со стороны озера Намцо

Рост Тибета происходил в два основных этапа:

Первый этап длился всю мезозойскую эру и захватил первую эпоху кайнозойской эры – палеоцен. Это время охватывает 200 миллионов лет – с 250 до 50 млн лет назад.

Изначально литосферные плиты (**литосфера** – земная кора и самая верхняя и твердая часть мантии), составляющие современный Тибет, представляли собой архипелаг крупных и мелких островов на подобии сегодняшнего Зондского архипелага (Индонезия). Острова являлись осколками распадавшегося континента Гондвана, и были окружены ныне исчезнувшим океаном **Тетис**. Под воздействием течений частично расплавленного вещества земной мантии, плиты дрейфовали на север в сторону нового материка – **Лавразия**.



Эпоха палеоцена 65 млн лет назад

Примыкание одной за другой бывших гондванских плит – Цайдам, Сонгпан-Ганзэ, Цяньтан, Цилян и Лхасской группы островов к окраине Южной Лавразии привело к первому эпизоду **роста плато**. При этом в месте столкновения Циляня и Цайдама с Лавразией начали образовываться горные хребты – Кунь-Лунь и Нань-Шань. Бассейн Цайдам сегодня – самая большая межгорная впадина внутри Тибета, средняя высота которой примерно на 2 км ниже окрестностей, но плита начала опускаться только в конце мезозоя около 70 млн лет назад.

Однако при формировании Тибетского плато участвовали не только континентальные плиты, но океанические, то есть бывшее морское дно. Так на границе Цайдама с Кунь-Луном обнажены

горные породы, образованные в океанских условиях и выдавленные на земную поверхность при тектонической коллизии Цайдама с Лавразией и закрытии морского бассейна – части океана Тетис. Такие породы называются **офиолитами**. При этом большая часть океанической литосферы Тетиса была **погружена (субдуцирована)** под Лавразийский континент с последующей субдукцией фрагментов морских плит в глубины мантии, где они расплавляются до сих пор.

Плита Сонгпан-Ганзэ занимает большую часть центрального Тибетского нагорья. На западе плита ограничена разломами Алтын-Таг и Каракорум. Для Сонгпан-Ганзэ характерны монотонно чередующиеся морские отложения триасового периода мощностью до 15 км. Отложения образовались в те времена, когда этот бывший остров был покрыт морем. Во время столкновения в позднем триасе Сонгпан-Ганзэ с Лавразийским материком триасовый комплекс отложений был значительно деформирован.

На юге Сонгпан-Гангцзе через шов (сутура) Цзинься граничит с плитой Цяньтан, под который была погружена южная окраина Тетиса. Возраст офиолитов вдоль шва Цзинься колеблется от 292 до 232 млн лет.

Вулканические **островные дуги Юшу и Юдун** маркируют двухфазное закрытие Тетиса во время триаса. Острова Тетиса сохранились на поверхности современного Тибета в виде магматических массивов, последовательно присоединенных к Тибету в процессе коллизий – коллизия Юшу произошла между 244 и 224 млн лет назад, а Юдун между 219 и 195 млн лет. Закрытие южной части Тетиса закончилось погружением южного края Сонгпан-Ганзэ под Цяньтан. Как видим, мощи мантийных потоков хватает не только на захват и потопление тонких океанических плит, но и на погружение в недра планеты массивной материковой литосферы.

К югу от шва Цзинься плита Цяньтан образует центр Тибета. На западе плита простирается до Памира и Каракорума. Озерные осадки Цяньтана указывают на то, что западно-центральный Тибет находился выше уровня моря с середины мела и испытал значительное **выравнивание (денудацию)** до палеогена. Раннемеловое поднятие связано с продвижением на юг Цяньтана на Лхасу с оценкой от 70 до 150 км смещения. Шов Бангонг-Ницзян отделяет Цяньтан от плиты Лхаса. Шов представляет собой сильно деформированный комплекс пород, состоящий из расчлененных офиолитов датированных 167-132 млн лет назад. Вулканический магматизм на юго-западном крае Цяньтана происходил от 185 до 84 млн лет и знаменует собой закрытие еще одного морского бассейна Тетического океана путем субдукции (погружения) на север. В ста километрах к югу от шва Бангонг северный надвиг Шикунаньхэ-Амдо, активный в эпоху эоцена (50-40 млн лет), объясняется поддвигом Лхасской плиты на север под Цяньтан.

Меловой период в Тибете характеризуется значительной морской регрессией – осушением. Регрессия связана с интенсивным сокращением (сжатием) Лхасы. Между поздним мелом и ранним кайнозойем сокращение составило около 150 км. В бассейне Шигадзе кайнозойские отложения (вплоть до олигоцена) характеризуются речными фациями. В остальной части плиты кайнозойские континентальные отложения редки.

Лхасская плита отделена от Индии швом Инд-Ярлунг-Цангпо. Этот шов, лежащий в основе закрытия океана Тетис, подчеркнут сильно деформированным осадочно-морским комплексом верхней юры-среднего мела, надвинутым на Азию в виде гор. Здесь также присутствуют несколько офиолитовых массивов раннего мелового возраста. Эти офиолиты представляют собой **остатки океана Тетис, который закрылся, по крайней мере, через две зоны субдукции,**

погружающихся в северную часть: в начале внутриокеаническая субдукция Кохистан-Ладакха и потом субдукция под Лхасу.

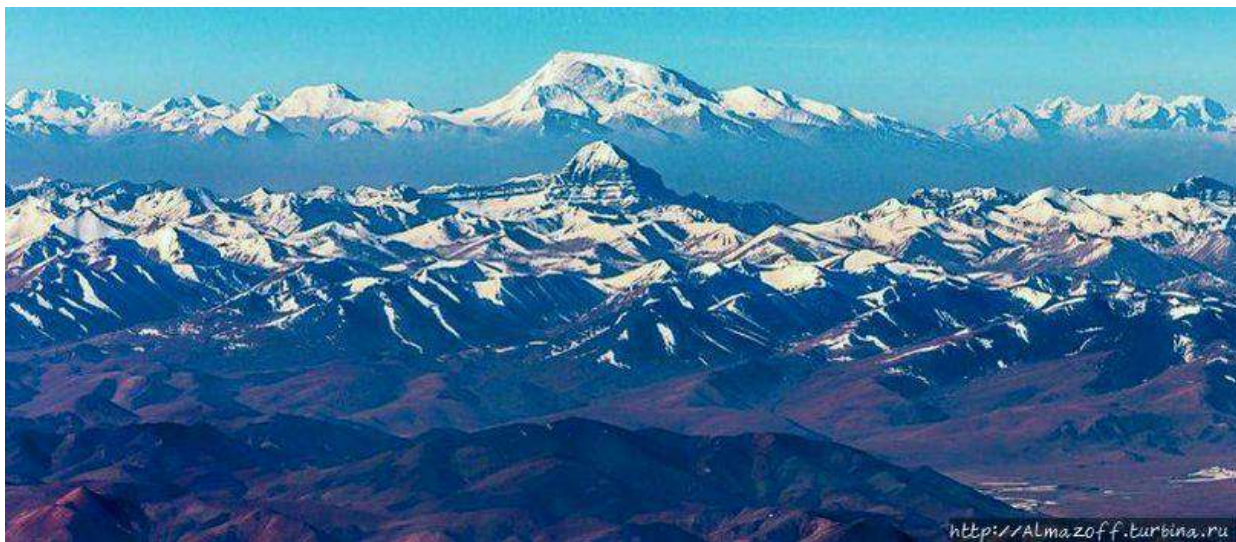
В последнее десятилетие структурные и палеоальтиметрические исследования показали, что Тибет уже деформировался до начала столкновения Индии и Азии в период длительной докайнозойской истории. Прото-Тибетское плато занимало почти 50% современной поверхности плато в конце мелового периода. Кора Тибета к тому времени достигла мощности около 50-55 км. Можно также предположить, что до столкновения Индии и Азии высота Прото-Тибета достигала высот 2500-3000м при локальных высотах до 4500м.

Второй этап формирования Тибета происходит с эоценовой эпохи (50-40 млн лет назад) кайнозойской эры до нашего времени.

Континентальные эклогиты Стак, Кагхан и Тасо Морри в западных Гималаях имеют возраст от 46 до 55 млн лет и **фиксируют начало субдукции Индийской плиты под внутри-океаническую островную дугу, затем под Южную Азию.** Главным же событием палеогенового периода на эоцен-олигоцене рубеже (34 млн. лет назад) стало столкновение Индии с Евразией. Следствием этой коллизии явилось исчезновение океана Тетис и поднятие Гималаев.

Погружение Индии под Азию оценивается сейчас в 1000 км со стороны Тибета, что привело к сокращению плато примерно на 40%. Это дополнительное укорочение, которое привело к современной мощности земной коры этого региона в 70 км и средней высоте 4500м над уровнем моря, компенсировалось реактивацией континентальных плит вдоль предыдущих сутур (швов) и равномерным укорочением коры.

Дальнейшее поднятие Тибетского нагорья предполагает ступенчато-субдуктивную модель с частичным отслоением верхнего (корового) слоя плит.



Гора Кайлас, 6621м и Гималаи на дальнем плане

Большое число тектонических данных указывают на то, что центральная часть Тибета, от южного Цяньтаня до Сонгпан-Ганзэ, находилась выше уровня моря со времен эоцена и, возможно, со времен мезозоя из-за последовательного столкновения островов Тетиса с Лавразией. Между олигоценом и плиоценом (23-8 млн лет) Тибетское нагорье поднималось на севере и на юге, в то время как в центральном Тибете деформация прекратилась. Предположительно сжатие и

укорочение верхней коры Тибетского нагорья было в основном завершено в начале миоцена около 20 млн лет назад.

Сильная магматическая активность на плато 52-51 млн лет назад интерпретируется как начало отрыва погруженной в мантию части Индийской плиты. От этой оторванной части отслоился легкий верхний слой, который через 6 млн лет всплыл в виде расплавленных магматических очагов под Тибет и частично проплавил Тибетскую плиту. Подобные сценарии, вероятно происходили и в последующее время: Вдоль северной окраины Цяньтана магматический материал внедрился во внутригорные бассейны между 50 и 30 млн лет с образованием вулканического пояса длиной 2000 км; между 26 и 10 млн лет назад магматическая активность Тибетского нагорья концентрировалась в южном Лхасском блоке вдоль полосы длиной 1500 км.

Начиная с миоцена и до наших дней (последнее зарегистрированное извержение на Тибетском плато произошло в 1951 году), магматическая активность происходила в западном блоке Сонгпан-Ганзэ.

Геофизическая томография выделяет несколько аномалий, которые интерпретируются как погруженные литосферные плиты с более холодной температурой, чем окружающая мантия. Это относится к Индийской плите, которая опускается под Южный Тибет до сутуры Бангонг, а затем погружается вертикально. Другие более глубокие аномалии могут соответствовать фрагментам, оторванным во время предыдущих субдукций: аномалия на глубине 1000 км интерпретируется как Тетическая океаническая плита, другие как отдельные фрагменты континентальной Индийской и Азиатской плит.

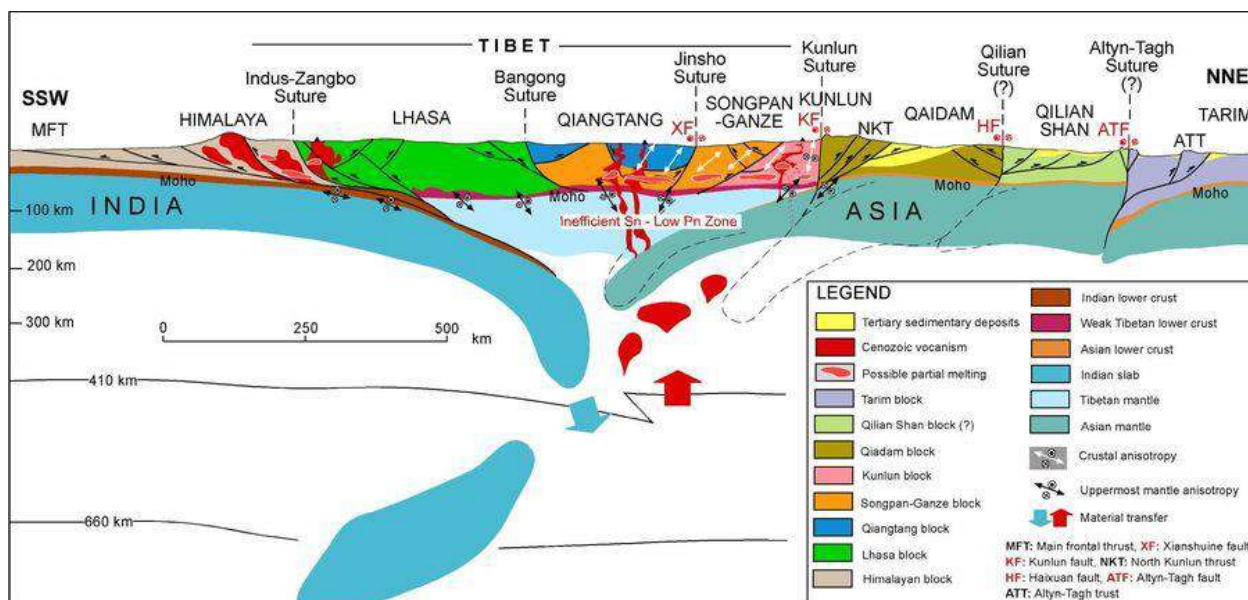
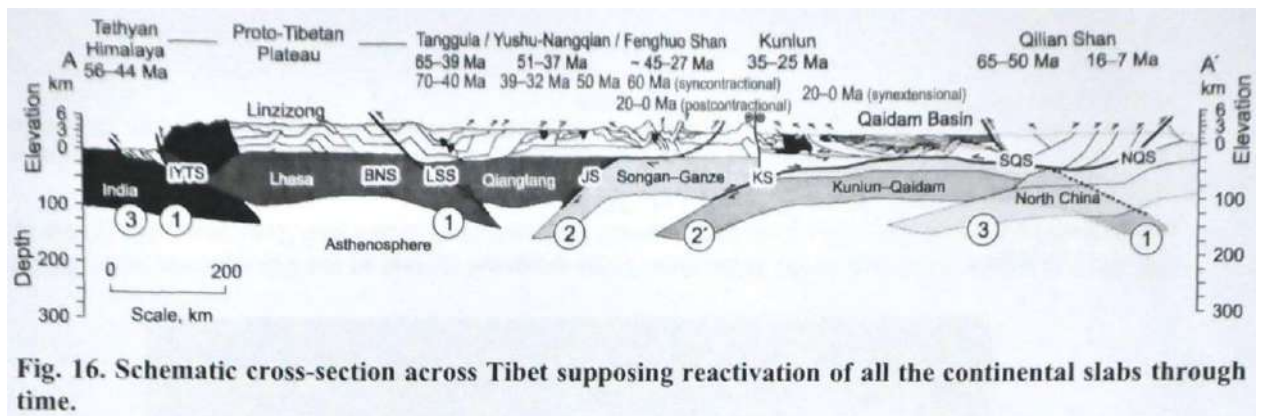


Схема Гималайско-Тибетской орогенной системы



В гималайском поясе складок и надвигов размещалась континентальная субдукция Индийской плиты под южный край Тибета. Шов Северного Цилианя на его северном краю был активирован субдукцией северной китайской литосферы. С середины эоцена до олигоцена реактивация швов Цзинься и Куньлунь вызвала переход деформации к северу. В начале неогена деформация была локализована на самых южных и северных границах плато, с активацией южно-тибетского края при давлении Гималаев и субдукции на юг северной китайской литосферы вдоль шва Северного Цилиань-Шаня и Нан-Шаня. (С. Гийо и др. «Как и когда росло Тибетское плато»)

Сегодняшние средние высоты плато и толщина тибетской коры, достигнуты за счет внутриконтинентальной субдукции при изостатическом подъеме нагорья. Утолщение тибетской коры происходит снизу за счет частичного проталкивания плит под соседние плиты вдоль зон обновленных швов. С помощью численного и аналогового моделирования было продемонстрировано, что при внедрении верхней коры в верхнюю мантию, кора не выдерживает горизонтальное напряжение, и деформация переходит от локализованной и плоской деформации к однородному и горизонтальному уплощению. При этом нижняя кора течет в боковом направлении.

Принимая во внимание мягкую тибетскую литосферу, ее укорочение происходило не вдоль одной шовной (сутурной) зоны, а за счет сочетания кратковременных внутриконтинентальных явлений субдукции и однородной деформации, частично перекрывающихся во времени с прогибами противостоящих плит, и с низкой деформацией, чем и объясняется отсутствие сильных тектонических нарушений на поверхности.

В итоге можно предложить трехступенчатый сценарий построения Тибетского нагорья:

Во время мезозоя последовательное наращивание плит Гондваны и Тетиса к южной окраине Лавразии привело к образованию Прото-Тибетского плоскогорья. Плоскогорье занимало поверхность более половины современного Тибета и имело среднюю высоту 2000-2500 м. Затем, в начале индийско-азиатского столкновения, реактивация шовных (сутурных) зон с ограниченным продавливанием корового материала и литосферной мантии привела к небольшому сокращению плато, поднятию земной коры и проявлениям магматизма. Последующие обновления тектонических швов попеременно переходят от краев к центру плато. Наконец, когда центральная часть Тибетского плато достигла толщины коры, близкой к современной между поздним эоценом и ранним олигоценом, силы плавучести плит становятся выше горизонтальных сил сжатия и деформация литосферы распространяется за пределы плато. Утолщение коры центральной части

Тибета также спровоцировало крупное разрушение земной коры, которое привело к боковому выдавливанию плит Тибета.

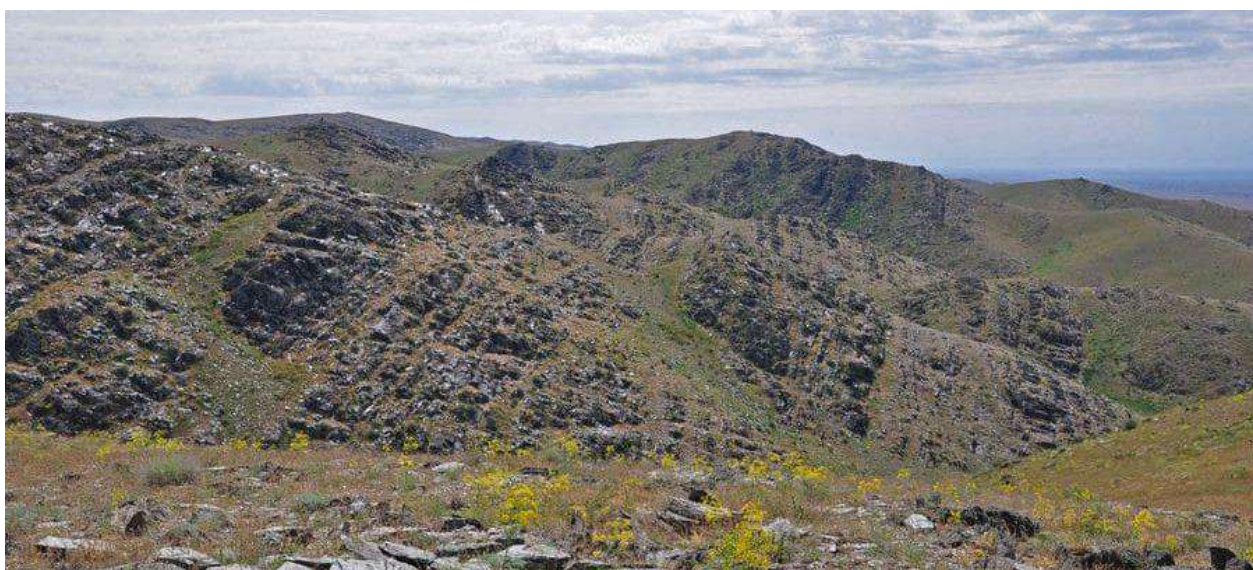
Тибетская литосфера приспособилась к давлению Индийской плиты путем реактивации предыдущих внутриконтинентальных шовных зон. Каждая плита выдерживала сокращение своей площади в направлении север-юг максимум на 150 км.



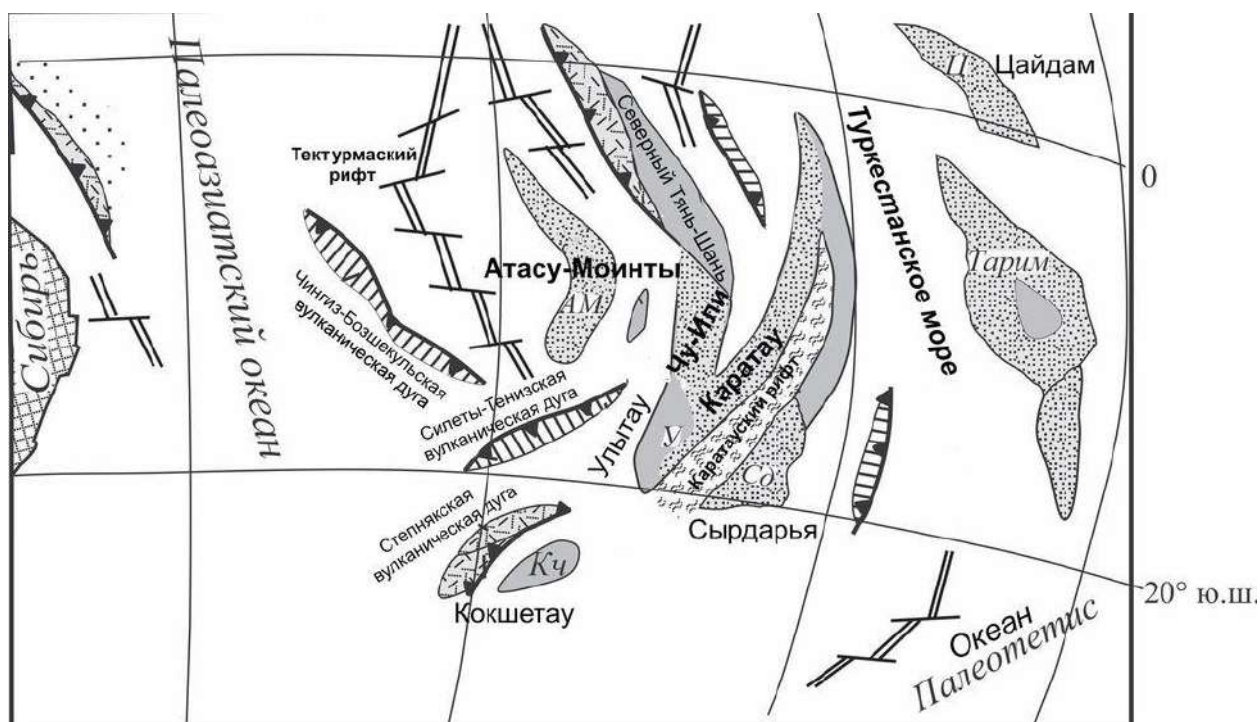
Александр Бабкин 2020



В начале **кембрия** (~540 млн лет назад) происходило интенсивное новообразование океанической коры и отделение от Гондваны террейнов, упомянутых ниже. В это же время произошло полное отделение Сибири от Лаврентии и окончательно оформился ПалеоАзиатский океан.



Пачки кембрийских морских отложений надвинутых в процессе субдукции в Палео-Азиатском океане. Чу-Или. Фото Александр Бабкин



Кембрий

К концу кембрия образовался архипелаг ПалеоКазахстан. Казахстанский палеоконтинент в это время находился в южных широтах между 0 и 30 градусами, постепенно дрейфовал на север и разворачивался по часовой стрелке – Северный Тянь-Шань находился на севере ПалеоКазахстана, а Кокшетау на юге.

В конце кембрия и начале ордовика (~500-480 млн лет) в результате рифтинга (разлом крупного масштаба) и последующего спрединга (раздвиг морских бассейнов) между Восточно-Европейским, Сибирским и Таримским континентами образовались моря: Уральское и Туркестанское. В раннем ордовике шла субдукция Уральского моря под западную окраину формирующегося Казахстанского континента с образованием Степнякской и Ишим-Каратауской островных дуг и последующая коллизия с ними островов Кокшетау, Улытау и Северного Тянь-Шаня.

Океан кембрийского периода занимал почти всю территорию Казахстанской плиты за исключением западной части, которая представляла собой гористый безжизненный остров. В кембрийском океане Казахстана обитали брюхоногие и двусторчатые моллюски, граптолиты (класс полухордовых колониальных животных; вели прикрепленный и свободноплавающий образ жизни; вымерли в карбоне), щетинко-челюстные черви, фораминиферы (одноклеточные животные – широко и обильно распространены до нашего времени), губки (тип животных-рифостроителей и одиночных особей, ведущих прикрепленный образ жизни до нашего времени), трилобиты, размеры которых колебались от нескольких миллиметров до 80см – трилобиты напоминали своих современных родственников – мокриц и мечехвостов и вели различный образ жизни – донный, плавающий в толще воды, и придонно-плавающий.

На рубеже среднего-позднего ордовика (~460 млн) продолжалось формирование составного Казахстанского континента в результате сближения и столкновения докембрийских и кембрийских островов (террейнов) – Кокшетау, Улытау, Бетпақдала, Каратау, Северный Тянь-

Шань, Чу-Или, Атасу-Моинты, Сырдарья, Калба и островных дуг ПалеоАзиатского океана – Чингиз-Бозшеколь, Степняк и Силеты-Тениз.



Смятые морские отложения ордовикского периода в Чу-Или



Отпечаток раковины в ордовикских отложениях. Чу-Или

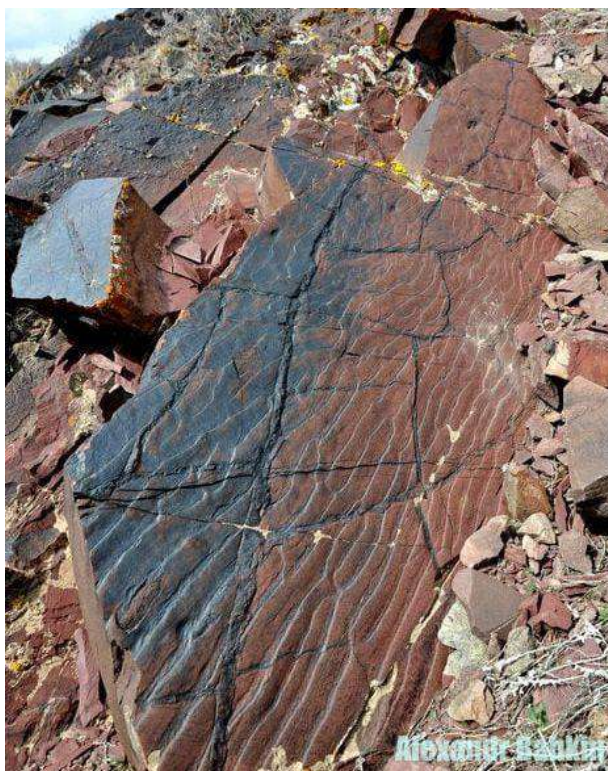
В эволюции раннепалеозойского вулканизма Казахстана выделяются три основные вулканические эпохи: кембрийско - ранне-ордовикская, средне-ордовикская и поздне-ордовикско - ранне-

силурийская. Сочетание субмеридиональных и субширотных вулканических островов на западе от новообразованного Казахстанского архипелага в раннем палеозое сформировало вулканический архипелаг.

В ордовикском периоде Казахстан покрывал океан и только в центре существовал крупный вытянутый в меридиональном направлении остров Улытау-Западная Бетпақдала (остров пересекал 20гр. южной широты).

В раннем ордовике произошел сильнейший всплеск разнообразия и численности животных. Появились рифостроящие организмы – губки-строматопораты, табуляты (подкласс коралловых полипов, существовавший до перми), четырехлучевые кораллы (до перми), множество новых видов двустворчатых моллюсков, головоногие моллюски, достигавшие в длину 8м, новые виды мшанок (тип животных ведущих неподвижный образ жизни (до современности), новые виды разнообразных иглокожих – морских пузырей, морских лилий, морских ежей, морских звезд, офиур. Трилобиты достигли своих наибольших размеров до 80см в длину. Увеличились в размерах брахиоподы, брюхоногие и двустворчатые моллюски до 20см в поперечнике. К середине ордовика разнообразие животных утроилось по сравнению с кембрием. В конце периода на суше появились первые растения – риниофиты и мхи, а также грибы.

В последние 5 млн лет периода на планете развилось оледенение. Одновременно на Земле происходили крупные массивные вулканические извержения. В результате этих катаклизмов исчезла почти половина ордовикских родов и семейств.



Донная рыба Туркестанского моря. Ордовик. Чу-Или

В начале силура (~440 млн) Восточно-Европейский континент находился в низких широтах Южного полушария, Уральское море располагалось вдоль экватора, Казахстанский, Таримский и Сибирский континенты находились в низких широтах Северного полушария, а разделяющие их

моря простирались в меридиональном направлении. На юго-востоке располагался океан Палеотетис.



Лавовые дайки на дне Уральского моря в раннем палеозое. Западный Казахстан. Автор?

В силуре в Уральском, Туркестанском и Джунгаро-Балхашском морях начались процессы субдукции океанической коры под Казахстанский континент с формированием Сакмарской, Тагильской и Восточно-Уральской вулканических островных дуг.

В конце силура (~430 млн) происходила коллизия ПалеоКазахстана с островными дугами Туркестанского и Обь-Зайсанского морей.

Казахстан покрывал океан и только в центре существовал крупный вытянутый в меридиональном направлении остров Улытау - Западная Бетпақдала (архипелаг находился в экваториальных широтах).

Северный, Центральный и Южный Казахстан – равнинная суша; Северо-Восточный и Юго-Восточный Казахстан – горы.

В начале периода произошла крупная экологическая катастрофа со значительным сокращением видового состава животных. Затем разнообразие живого мира вновь возросло.

Восточный и Западный Казахстан покрывали моря, в которых появились новые фораминиферы, двустворчатые моллюски, губки, граптолиты – вымерший класс животных промежуточный между беспозвоночными и хордовыми. Среди граптолитов встречались как прикреплённые, так и плавающие формы, но все они были колониальными животными. Впервые появились настоящие рыбы – акантоды и пластинокожие (перворыбы возникли в ордовике). На сушу вышли первые животные – черви и многоножки. Появились новые членистоногие – скорпионы.

Первые наземные растения в Казахстане известны с конца силура – это Куксония, Таниокрада, Джугумия и примитивные плауновидные.

К началу девона, окончательно сформировался небольшой континент (крупный остров) ПалеоКазахстан (Казахстания) окруженный Обь-Зайсанским, Уральским, Джунгаро-Балхашским и Туркестанским морями. Вдоль его южной окраины протягивался Тургайский вулканический пояс. Джунгаро-Балхашское море окаймлялось Центрально-Казахстанским вулканическим поясом.

Происходило встречное сближение берегов моря, приведшее впоследствии к закрытию бассейна. На границе Обь-Зайсанского и Джунгаро-Балхашского морских бассейнов образовались островные дуги: Жарма-Саурская, Восточно-Джунгарская и другие.



Ранний девон

В раннем девоне (~410 млн) в пределах Казахстанского континента происходило заложение крупных разломов-рифтов: Жайльминского, Спасского и Успенского.

Во второй половине раннего девона субдукция (погружение) Джунгаро-Балхашской океанической плиты под Казахстан привела к образованию девонского Центрально-Казахстанского вулканического пояса окраинно-континентального типа. В среднем и позднем девоне по внешнему и внутреннему обрамлению этого вулканического пояса образовались межгорные впадины, в которых шло накопление озерных, лагунных, речных и вулканических отложений.

Во второй половине среднего девона (~385 млн) спрединг во всех океанах прекратился, и началось их активное закрытие. В конце девона (~370 млн) закрылась юго-западная часть Джунгаро-Балхашского бассейна. На остальной территории бассейна сохранилась глубоководная морская обстановка. В конце девона вулканизм затухал. Началось внедрение гранитов и горообразование, охватившее все активные окраины континентов.

В конце девона началось закрытие Уральского моря с образованием Главного Уральского разлома и формированием Палео-Уральского хребта.

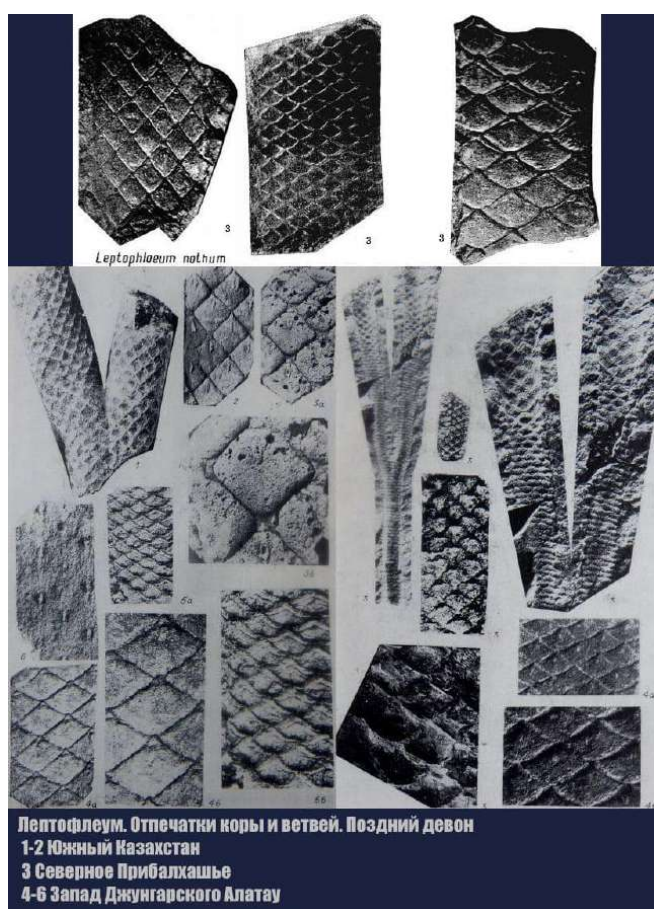
Казахстан – континент с невысокими горами, протянувшимися от современного Тянь-Шаня вдоль современных Чу-Илийских гор до Казахского мелкосопочника. Мелкосопочник представлял собой вулканическое нагорье с интенсивной вулканической деятельностью, о чем свидетельствуют обширные вулканогенные отложения соответствующего возраста. Западный и Восточный Казахстан – моря. В конце периода море затопило около половины Казахстана. На

месте Устюрта поднялось невысокое нагорье. На востоке поднялись первые Казахстанские высокие горы – Алтай. На месте современных Балхаш-Алакольской впадины и Иртыш-Зайсанского бассейна образовалось внутриконтинентальное Джунгаро-Балхашское море.

Появились пауки, клещи и первые насекомые, которым предстоит в будущем завоевать всю сушу планеты. В морях обитали новые виды фораминифер и брахиопод, новые головоногие моллюски. Среди позвоночных появились первые земноводные – стегоцефалы, обитавшие в тёмных сырых лесах и болотах, первые акулы и первые костные рыбы. В девоне испытывали расцвет рыбы, табуляты, четырехлучевые кораллы, строматопораты, головоногие моллюски, брахиоподы, ракушковые ракообразные, морские лилии, багряные водоросли, риниофиты, а также мшанки, которые широко встречались в морских и озерных водах Казахстана в палеозое и мезозое. Колонии мшанок состоят из многочисленных особей, которые имеют размеры менее 1мм; отдельные особи в колонии имеют различное строение и выполняют разные функции. Кораллы вместе с мшанками и губками строили огромные по общей протяженности рифы.

Впервые появились плауновидные, папоротниковидные, хвощевидные, и голосеменные высшие растения. В середине девонского периода появились первые леса. Девонские леса Казахстана представляли собой небольшие рощи плауновидных растущих по берегам водоемов.

Вымерли риниофиты, пластинокожие рыбы, значительное число видов иглокожих, брахиопод и кораллов.



В раннем карбоне (359 – 330 млн. лет) в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошло их столкновение с Казахстаном, вследствие чего

вулканические дуги и фрагменты континентов деформировались с образованием крупных изгибов и сдвигов.



Морская донная рябь девонского периода. Бетпакдала. Фото Александр Бабкин

Тем временем у юго-восточной окраины Казахстанского континента еще продолжался вулканизм, связанный с субдукцией коры Туркестанского моря.

На северной окраине Джунгаро-Балхашского бассейна и на обеих окраинах Обь-Зайсанского бассейна продолжались процессы субдукции и островодужного вулканизма.



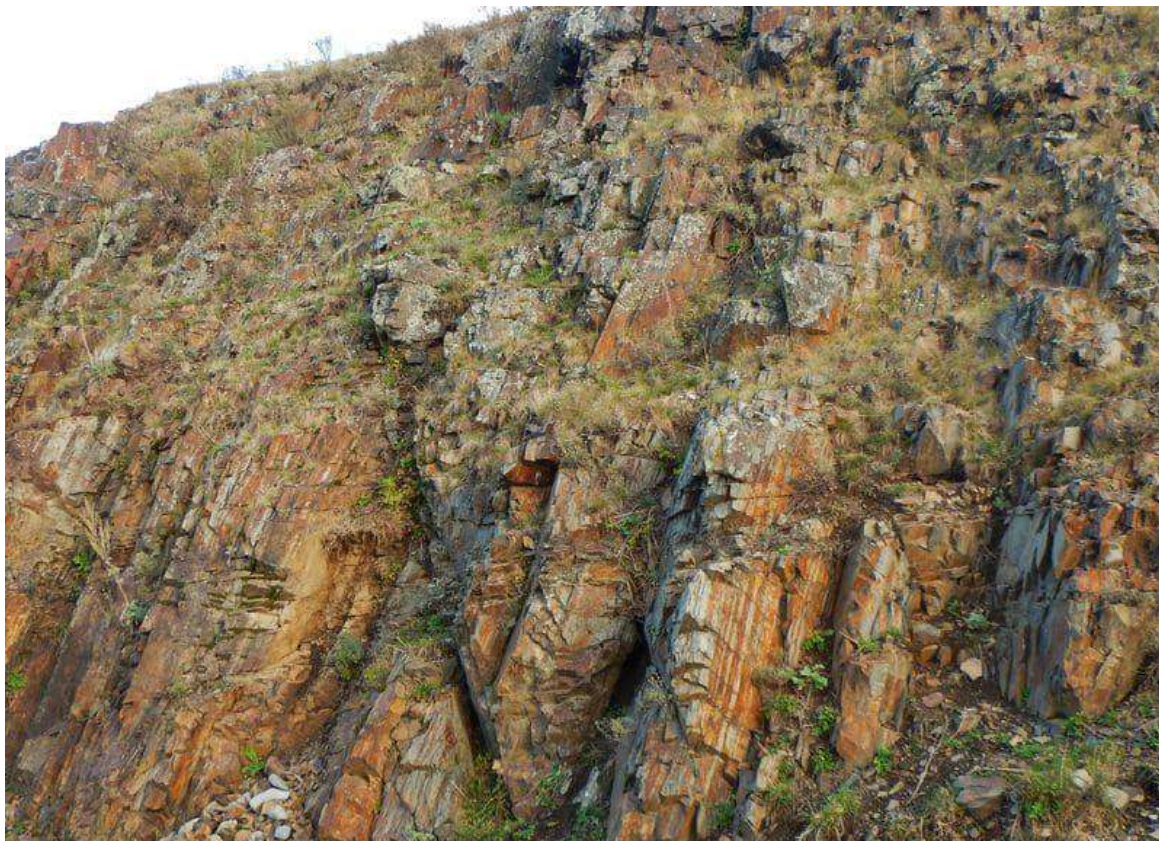
Вулканические отложения карбонового периода. Катутау, Юго-Восточный Казахстан

В конце раннего карбона (~350 млн) на всех окраинах Казахстана возобновилась субдукция океанической коры, с которой связано возникновение Балхаш-Илийского вулканического пояса и закрытие некоторых междуговых бассейнов. В тылу вулканического пояса образовались обширные озерно-болотные равнины с мощным угленакоплением. Балхаш-Илийский пояс

окраинно-континентального типа и дугообразной формы распадался на ряд вулканических депрессий: Илийскую, Кетменскую, Токраускую, Калмакэмельскую, Баканаскую, Алакольскую.

На большей части Казахстанского континента в позднем девоне и раннем карбоне существовал единый шельфовый морской бассейн. Во второй половине раннего карбона обособливаются три основных бассейна осадконакопления — Тенизский, Джезказганский, Карагандинский. В первых двух бассейнах формировались меденосные и соленосные комплексы, на востоке — мощные угленосные толщи Карагандинского, Экибастузского и других угольных месторождений.

С началом карбона Гондвана, ранее отделенная от северной группы континентов океаном Палеотетис, начала сталкиваться с Лавруссией, в результате чего западная часть океана Палеотетис перестала существовать. Одновременно происходила коллизия Казахстана с Лавруссией, результатом чего явилось поднятие Уральских гор и исчезновение Уральского моря. На востоке осушался Палеоазиатский океан, что привело к смыканию Сибири через Казахстан с Лавруссией и образованию суперконтинента Лавразия. Казахстан сближался с Сибирью через столкновение с Алтайским террейном и островом Калба. В среднем карбоне Алтай окончательно соединился с Казахстаном в результате чего закрылось Обь-Зайсанское море.



В результате коллизии Казахстана и Алтая в карбоновом периоде, отложения песчаников и алевролитов Обь-Зайсанского моря большей частью сложены в вертикальное положение.

Калбинский хребет. Фото Александр Бабкин

В самом конце позднего карбона и ранней перми (300 млн) начался коллизионный этап, с которым связан гранитоидный магматизм. На Урале, в Казахстане, Джунгарии, Тянь-Шане формировались коллизионные горные пояса. В центре Казахстанского континента при жарком сухом климате развивались бессточные межгорные впадины. На месте Джунгаро-Балхашского и

Обь-Зайсанского морей сохранялись остаточные внутриконтинентальные моря, связанные с океаном, расположенным на востоке.

В Туркестанском море после тектонического затишья, длившегося 50 млн лет, возобновилась субдукция туркестанской коры под Северный Тянь-Шань с широким проявлением вулканизма, и в позднем карбоне около 310 миллионов лет назад море окончательно закрылось. Следствием этого явилось присоединение к Тянь-Шаню Алай-Тарима и Памира. Так окончательно оформилось географическое положение палеозойского Тянь-Шаня.

Этот этап отличается интенсивным проявлением вулканизма в Балхаш-Илийском поясе. В Северном Прибалхашье происходило излияние и извержение большой по объему массы вулканитов до 65 тыс. куб.км. Завершился вулканизм внедрением гранитоидов. Ареалы базальт-андезитового вулканизма приурочены к шовным зонам, тогда как ареалы кислого вулканизма распространены на удалении от шовных зон, формируя вулканотектонические депрессии, осложненные поднятиями. Возникновение этих поднятий связано с внедрением гранитов, которые маркируют начало пермских коллизионных событий.

На западе от Казахстана продолжил развитие глубоководный Каспийский морской бассейн. На западной окраине Казахстанского континента продолжалось развитие Валерьяновской осроводужной системы.

В каменноугольном периоде (359 – 299 млн. лет) Казахстан большей частью покрывали воды неглубокого океана, но на территории современных Западно-Казахстанской и Кзыл-Ординской областей существовали глубоководные впадины. Продолжал существовать крупный остров на месте Центрального и Юго-Восточного Казахстана. Кокшетау и Алтай – острова. В позднем карбоне океан отступил и суша заняла большую часть Казахстана. Казахский мелкосопочник и Чу-Или – вулканические низкогорья. На западе – обширные заболоченные равнины, переходящие в мелководное море с глубокой впадиной на месте современной Северо-Каспийской низменности.

Живой мир карбона сильно отличался от предыдущих периодов – снизилась роль господствующих форм жизни раннего палеозоя и появились новые отряды и классы животного и растительного мира. В каменноугольном периоде страну покрыли густые леса произрастающие, главным образом, на болотах, где доминировали лепидодендроны (плауновидные) вымершие в перми. Высота этих деревьев достигала 30-40м, при поперечнике стволов до 2м. Лепидодендроновые леса стояли большей частью в неглубоких водоемах (1-2м), заполненных органическими остатками. Деревья прорастали сквозь эту торфоподобную массу и слой валежника. Толстая кора лепидодендронов обильно опадала. В этой лесной подстилке из коры, ветвей и листьев обитала богатая членистоногая фауна – паукообразные и многоножки, достигавшие 1м в длину. В лесах также произрастали каламиты (хвощевидные) и астерокаламиды высотой до 20м. Произрастали и новые группы голосеменных растений – кордаитовые, глоссоптериевые, цикадовые. Деревья обвивали лианы различных видов. Леса покрывали почти сплошным покровом мхи. Леса занимали приморские низменности. Большой опад древесной органики в каменноугольных болотных лесах при высокой степени эрозии грунта и отсутствии специфичных грибов разлагающих древесину, обеспечивали захоронение больших масс не окисленного органического углерода и углеобразование. Так образовались Карагандинский и Экибастузский угольные бассейны.

В каменноугольном периоде появились переднежаберные и легочные брюхоногие, новые отряды фораминифер. Продолжали процветать те же кораллы, что и в девоне, а также мшанки,

брахиоподы, морские лилии, морские бутоны, древние морские ежи, брюхоногие и двустворчатые моллюски, наутилоидеи и аммоноидеи, фораминиферы – эндотириды и фузулиниды. Процветали пауки, скорпионы, насекомые. В воздух поднялись первые животные – стрекозы с размахом крыльев до 70см. В середине периода появились первые рептилии – хищные, растительноядные и насекомоядные. Вымерли головоногие актиноцератоидеи и онкоцератоидеи, иглокожие текоидеи и граптолиты – стереостолонаты.

В конце периода развилось глобальное оледенение, частично охватившее и Казахстан.



Отпечаток коры лепидодендрона. Карагандинская область



Пермские отложения Илийского вулканического плато. Горы Бугуты. Юго-Восточный Казахстан. Фото Александр Бабкин

В ранней перми началась активная стадия коллизии Казахстанского континента с Таримом и Восточно-Европейским континентом. Коллизия сопровождалась гранитоидным магматизмом и горообразованием. Восточно-Европейская плита смещалась к северу. Закрывался остаточный Обь-Зайсанский бассейн.

В ранней перми образовался остаточный полузамкнутый глубоководный Джунгарский бассейн, в котором накапливались мощные осадки в условиях межгорных и предгорных впадин.

Коллизия Европы, Казахстана и Сибири являлась частью истории формирования континента Лавразия. Лавразия в свою очередь сомкнулась с континентом Гондвана с образованием в пермском периоде мегаконтинента Пангея.

В пермском периоде (299 – 252 млн. лет) Западный Казахстан – море. Остальная часть Казахстана – пустынная суша. Джунгарское море уменьшилось до озера среднего размера – его западный вытянутый залив заполнил Зайсанскую впадину. На месте Западной Бетпакдалы – соленое озеро. Поднялся и расширился Алтай. Стал выше Казахский мелкосопочник – его рельеф стал среднегорным. Западный и Центральный Казахстан разделял Палеоуральский хребет. На юге Семиречья – вулканическое плато.

Пермь – период завершения активного вулканизма на территории Казахстана. В триасе происходили уже последние незначительные извержения.

Стал более разнообразным видовой состав рептилий, а также растений – хвощевых, кордаитовых, беннеттитовых и хвойных. Рифообразующие организмы – мшанки, кораллы, морские лилии, губковые, цианобионты и водоросли. Переживали расцвет двустворчатые моллюски, ракушковые ракообразные, аммоноидеи. В начале периода появляются жуки.

Крупнейшее вымирание флоры и фауны произошло в конце пермского периода – во время существования суперматерика Пангея. Главной причиной массового вымирания стали крупнейшие извержения базальтовых лав в Северной Сибири 252млн лет назад в самом конце пермского периода, продолжавшиеся около 165 000 лет и покрывшие значительную часть Сибири базальтовыми полями. Катаклизм был вызван крупнейшим магматическим потоком – плюмом. Это была крупнейшая экологическая катастрофа за последние полмиллиарда лет в истории Земли: тогда исчезло свыше 90% морских обитателей – погибали целые рифы, вымерли трилобиты; вымерло 70% сухопутных видов животных; исчезло множество видов растений.

В течение перми в Казахстане вымерли фораминиферы – фузулиниды, кораллы – табуляты и четырехлучевые, трилобиты, хиолиты, некоторые отряды брахиопод и мшанок, морские бутоны, большинство морских лилий, рыбы – акантоды, древние лучеперые, кистеперые, некоторые земноводные; среди растений вымерло большинство папоротниковых, начинают вымирать хвощевидные, плауновидные и ряд голосеменных.



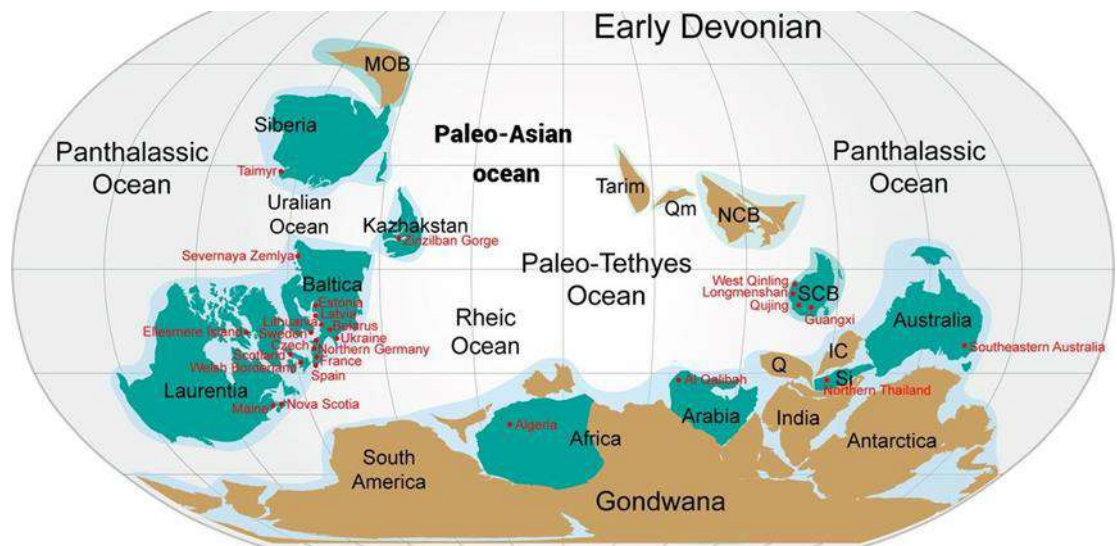
Пермские аммониты. Актюбинская область



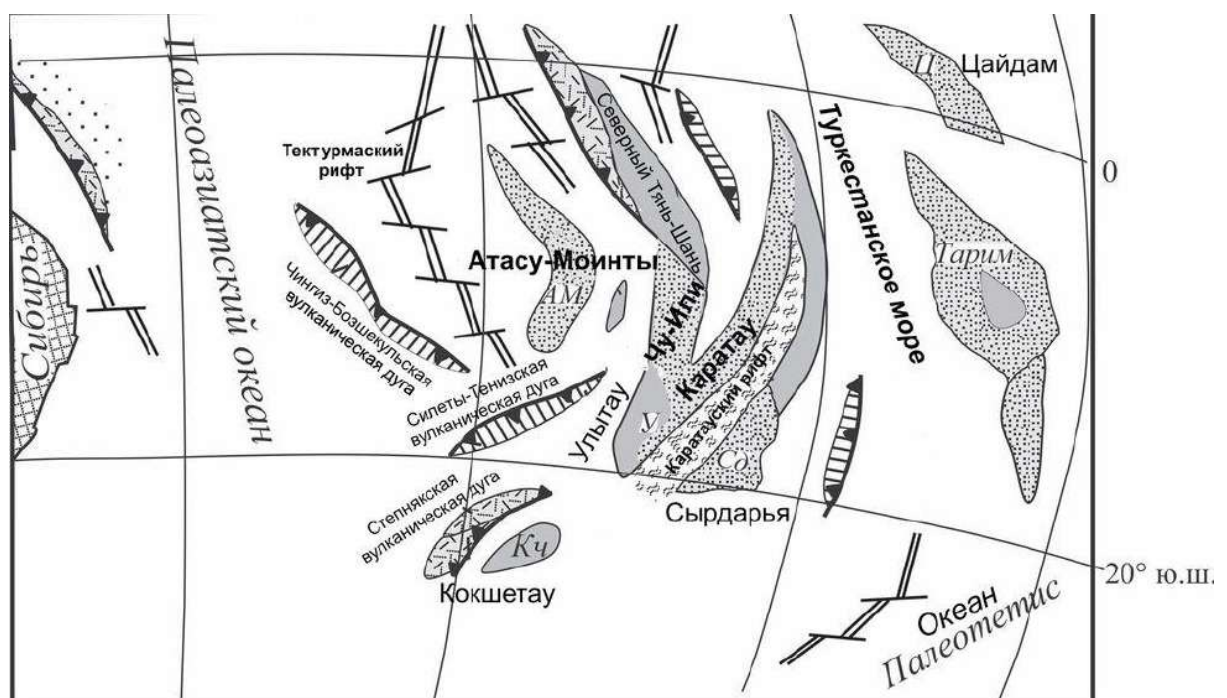
Формирование Казахстанского палеозойского континента (террейн) проходило с конца кембрия 540 млн лет назад в процессе сближения, коллизии (столкновений) и субдукции (погружения одних океанических плит под другие) раннепалеозойских террейнов – Северный Тянь-Шань, Каратау, Чу-Или, Улытау, Кокшетау и островных дуг – Чингиз-Бозшекульская, Силеты-Тенизская и Степнякская, которые примерно 440 млн лет назад на рубеже ордовикского и силурийского периодов образовали небольшой протоконтинент ПалеоКазахстан (Казахстанния).

Eonothem / Eon	Erathem / Era	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)
						358.86 ± 0.19
		Devonian	Upper	Famennian	⚡	
				Frasnian	⚡	372.15 ± 0.46
			Middle	Givetian	⚡	382.31 ± 1.36
				Eifelian	⚡	387.95 ± 1.04
				Emsian	⚡	393.47 ± 0.99
			Lower	Pragian	⚡	410.62 ± 1.95
				Lochkovian	⚡	413.02 ± 1.91
					⚡	419.62 ± 1.36

Геохронология девонского периода согласно International chronostratigraphic chart 12/2024



Параллельно формированию континента вокруг ПалеоКазахстана расширялись морские бассейны в процессе рифтинга – образования крупных разломов и последующего спрединга – раздвига морских бассейнов путем новообразования океанической коры в зоне рифтов и дрейфа коры в противоположные стороны от рифта. Так между Восточно-Европейским, Сибирским и Таримским континентами образовались Уральское, Обь-Зайсанское и Джунгаро-Балхашское моря ПалеоАзиатского океана и Туркестанское море океана ПалеоТетис.



Положение Прото-Казахстанских террейнов (островов) в кембрии

ПалеоКазахстан, в то время представлявший собой архипелаг, находился в южных широтах между 0 и 20 град, постепенно дрейфовал на север и разворачивался по часовой стрелке – Северный Тянь-Шань находился на севере, а Кокшетау на юге.



Средний девон около 420 млн лет назад

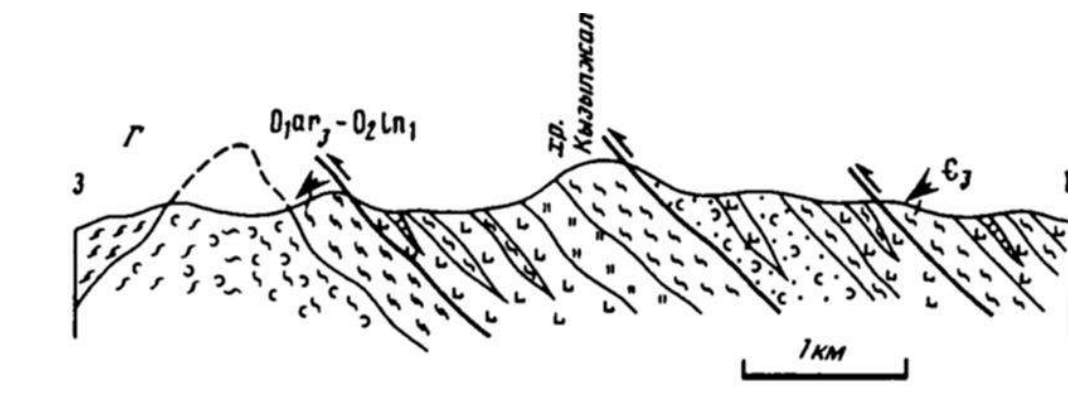
Казахстанский палеоконтинент окончательно оформился на рубеже силура и девона 425 – 420 млн лет назад. В этот период Казахстан находился примерно на 23 градусе северной широты.

В пределах Казахстана в первой половине раннего девона происходит заложение крупных разломов - рифтов Жаильминского, Спасского и Успенского. На границе Обь-Зайсанского и Джунгаро-Балхашского морских бассейнов образовались островные дуги: Жарма-Саурская, Восточно-Джунгарская; на восточной окраине Обь-Зайсанского моря сформировалась Рудно-Алтайская вулканическая дуга. Вдоль южной окраины палеоконтинента протягивался Тургайский вулканический пояс.

Во второй половине раннего девона субдукция Джунгаро-Балхашской океанической плиты под Казахстанский континент привела к началу образования Девонского Центрально-Казахстанского вулкано-плутонического пояса окраинно-континентального типа, сложенного изверженными, субвулканическими и интрузивными породами.

В стадии заложения Девонского вулканического пояса происходили массовые извержения в связи с подъемом базальтоидных магм. В пределах пояса отдельные вулканы группировались в хребты вдоль магмоподводящих глубинных разломов. Излияния лав часто сопровождалось катастрофическими взрывами с разрушением вулканических построек и размывом и переотложением продуктов вулканической деятельности в спокойные периоды. В настоящее время мощность серии вулканических отложений Казахстанского Девонского пояса достигает 3 км. С запада на восток пояс делится на четыре сегмента – Бетпадалинский, Сарысу-Тенизский, Баянаульский и Чингизский. В Бетпадалинском, Сарысу-Тенизском и Баянаульском сегментах магматизм в течение раннего девона развивался на активной континентальной окраине. Чингиз в это время продолжал оставаться островной вулканической дугой.

Для Джунгаро-Балхашского и Зайсанского морей в то время было типично развитие островных дуг с образованием мощных аккреционных призм, образованных пачками надвинутых друг на друга пластин, срезаемых при субдукционном погружении океанической плиты под островную дугу.



Типичное строение хребтов Чингизтау в Восточном Казахстане, сформированных в раннем палеозое в процессе аккреции – надвигом фрагментов океанической коры друг на друга

Стадия становления Казахстанского девонского пояса охватывала конец раннего девона. Для этой стадии характерны извержения газонасыщенных магм и формирование плато с кольцевыми впадинами, образованных в результате опустошения магматических камер при извержении больших объемов магм.

Во второй половине среднего девона спрединг во всех морях прекратился, и началось их активное закрытие. Закрылась юго-западная часть Джунгаро-Балхашского бассейна. На место закрывшейся части бассейна сместился вулканический пояс. На остальной территории бассейна сохранилась глубоководная морская обстановка. К концу среднего девона активность вулканизма снизилась. Началось внедрение гранитов и горообразование, охватившее все активные окраины континента.

Поздняя стадия в Девонском поясе продолжалась 16 млн. лет в среднем девоне. За этот этап накопился основной объем вулканических образований казахстанского девона, главным образом базальтов и в меньшей степени риолитов. Были распространены щитовидные и конусные вулканы, а также большое количество трещинных вулканических структур. В эту стадию, одновременно с вулканическими процессами, шли интрузивные внедрения глубинных пород, впоследствии частично вышедшие на земную поверхность.

У юго-восточной окраины Казахстанского континента еще продолжался вулканизм Южно-Тяньшаньской вулканической дуги, связанный с субдукцией коры Туркестанского океана.

Остаточная стадия в Казахстанском Девонском поясе охватывает поздний девон. В эту стадию происходили отдельные извержения кислых лав. Значительная часть территории была вовлечена в морскую трансгрессию с накоплением морских осадочных толщ.

В начале позднего девона 380 млн лет активизировалась вторая магматическая фаза как ответ на субдукцию плиты Джунгарского моря под Казахстан. По мере развития субдукции кора Казахстана увеличила свою мощность с ~47 до ~58 км, с затуханием вулканизма.

В позднем девоне в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов началось их столкновение с Казахстаном – площади окружающих континент морей продолжают сокращаться; происходит деформация вулканических дуг; формируются межгорные впадины, в которых шло накопление озерных, лагунных, речных и вулканических отложений.

В конце девона началось закрытие Уральского бассейна с образованием Главного Уральского разлома. Во внутренних областях Казахстана образовался Жаильминский рифт и активизировался древний Каратауский рифт, отмеченные слабым вулканизмом. На бортах всех упомянутых рифтов формируются мощные прибрежные рифы. На северной окраине Джунгаро-Балхашского моря и на обеих окраинах Обь-Зайсанского продолжались процессы субдукции и островодужного вулканизма.

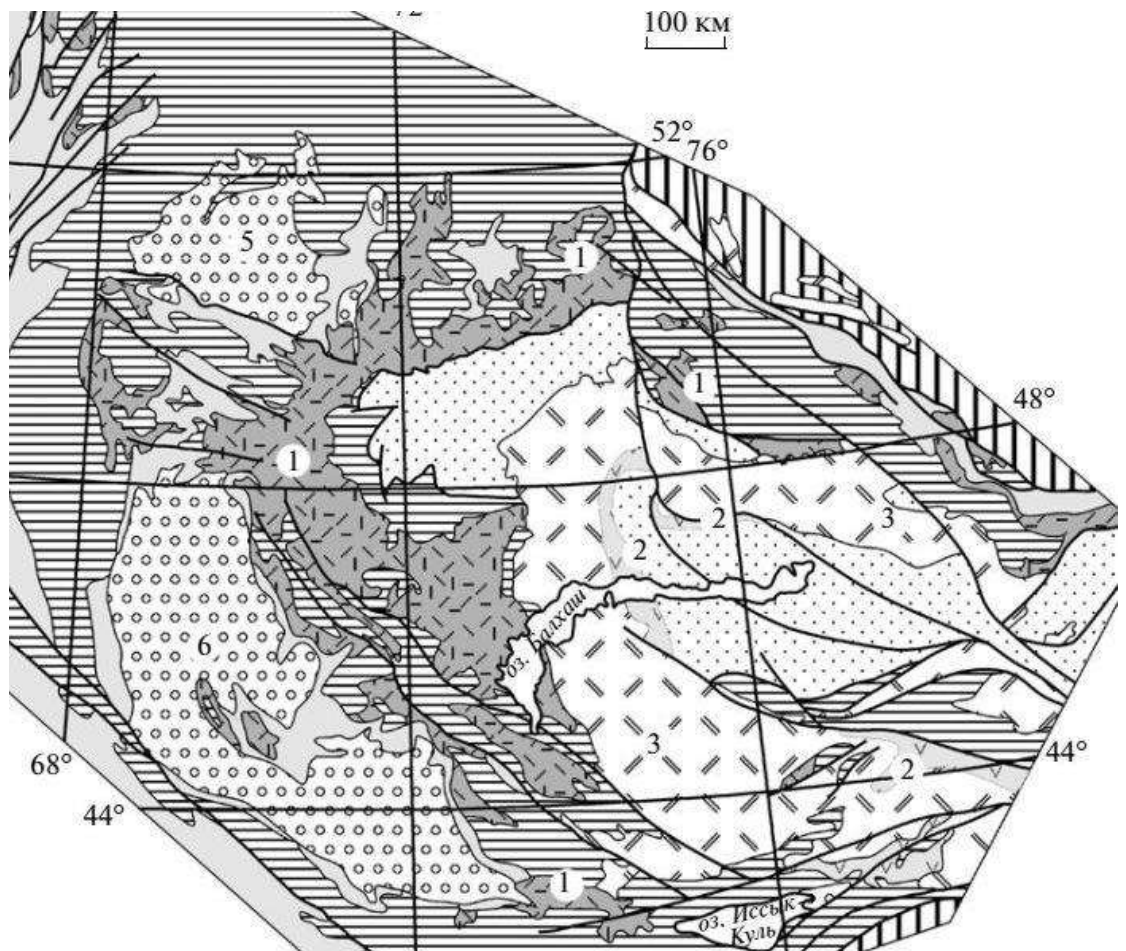
В конце периода отмечается сильная трансгрессия моря на палеоконтинент – Казахстан был в значительной степени затоплен.



Морские отложения раннего девона. Восточная Бетпақдала



Девонский окаменевший вулканический пепел. Чу-Илийские горы



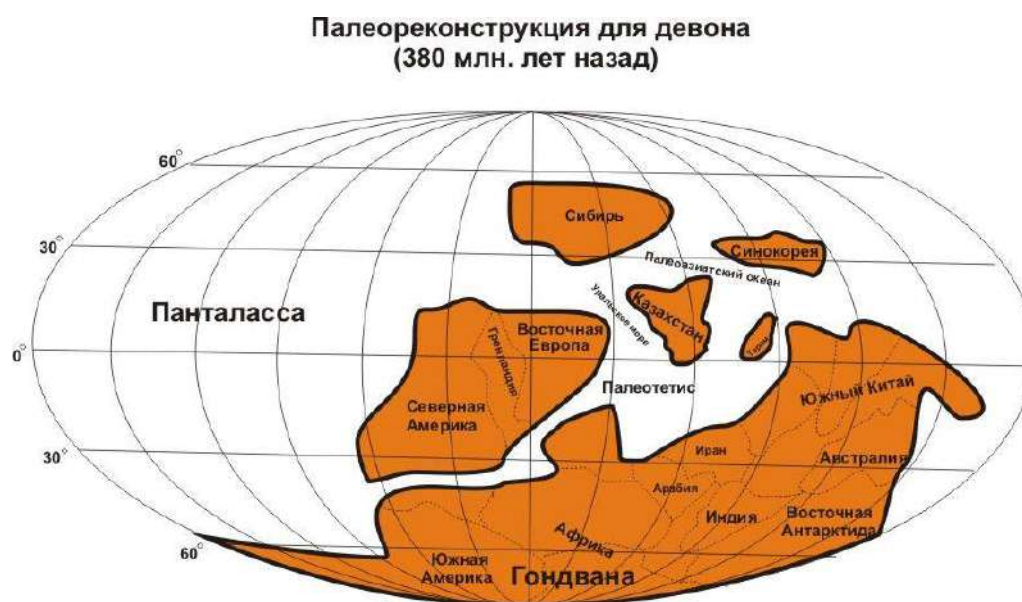
1 – Девонский вулканический пояс Казахстана сложен субвулканическими, изверженными и глубинными породами



Остатки магматической камеры девонского вулкана в Центральном Казахстане и изверженные этим вулканом лапилли – мелкие округлые вулканические обломки, образованные из брызг лавы и спекшиеся в процессе остывания

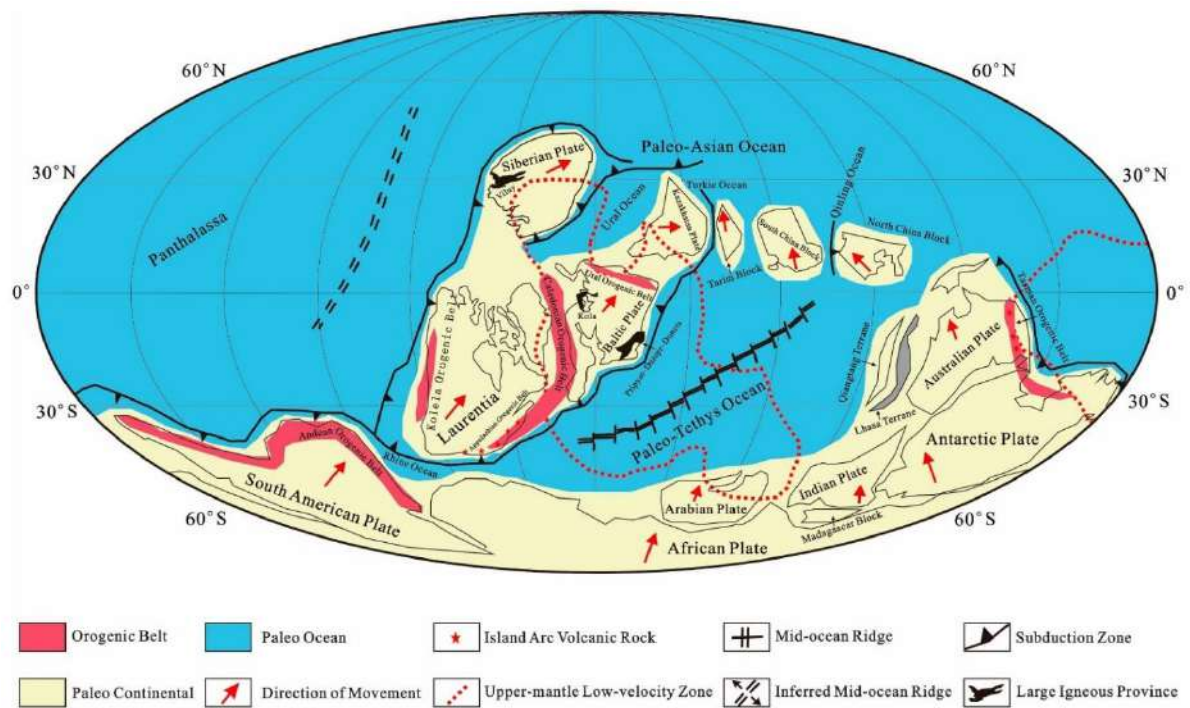


Каркаралинские горы. Центральный Казахстан. Покрытые соснами гранитные скалы карбонового периода и безлесные холмы, сложенные девонскими вулканитами



К концу девона Казахстан представлял собой небольшой континент с интенсивной вулканической деятельностью и невысокими горами, протянувшимся от Тянь-Шаня вдоль современных Чу-Илийских гор до Кокшетау примерно на 1300км. В конце периода море затопляло около половины Казахстанской плиты.

К этому времени Казахстанский участок земной коры эволюционировал от плиты океанического типа к континентальному типу, сформированной при интенсивных тектонических и вулканических процессах.



Мир в конце девонского периода около 360 млн лет назад

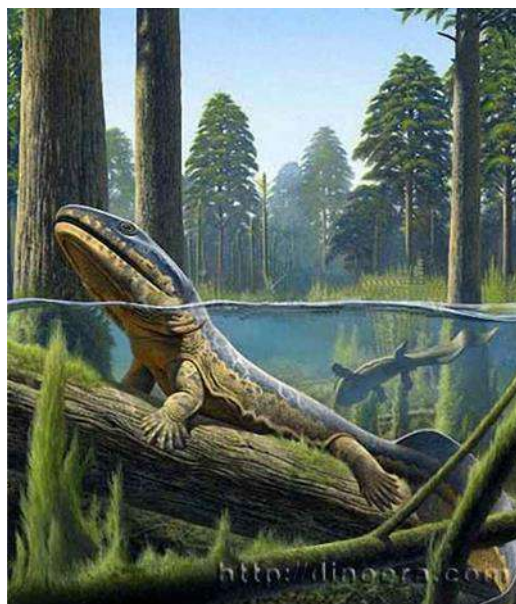
Животный и растительный мир девонского Казахстана

В девоне появились первые паукообразные и первые насекомые, которым предстоит в будущем завоевать всю сушу планеты. В морях продолжали формироваться новые виды фораминифер – микроскопические животные, формирующие морские меловые отложения; брахиопод – тип морских беспозвоночных, процветающие до наших дней; новые головоногие – со спирально свернутой раковиной – наутилоидеи, существующие до современности и аммоноидеи (до мела) и с внутренней раковиной – колеоидеи (до современности).

Среди позвоночных появились первые земноводные – первые акулы и стегоцефалы (лабиринтодонты), обитавшие в тёмных сырых лесах и болотах.



Череп стегоцефала – одного из самых ранних земноводных, первым из позвоночных, вышедших на сушу Казахстана в конце девона. Центральный Казахстан

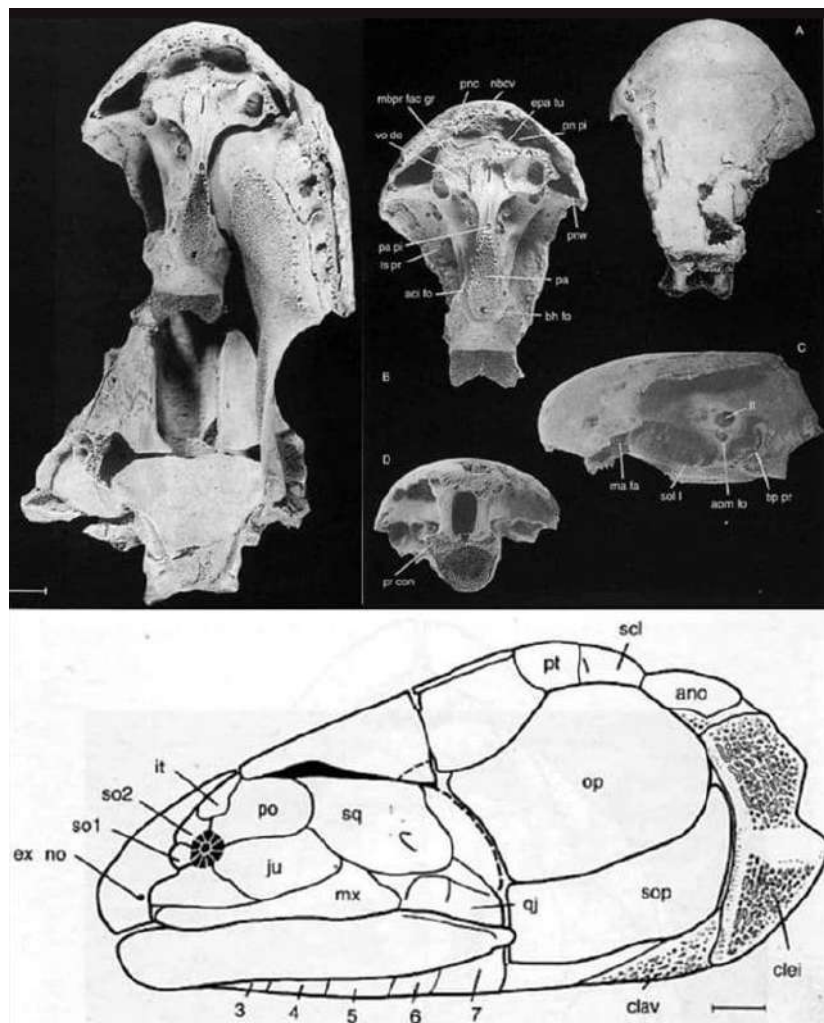


В девоне испытывали расцвет рыбы, кораллы (табуляты и четырехлучевые), губки, головоногие моллюски, брахиоподы, достигшие в этот период наибольшего разнообразия в своей истории, ракушковые ракообразные, морские лилии, мшанки, багряные водоросли, наземные растения – риниофиты. Губки-строматопораты вместе с мшанками и кораллами строили огромные по общей протяженности рифы. Один такой риф девонского возраста протягивается от Северного Урала до Мугоджар на 1500 км.

Море многократно наступало на Казахстанский палеоконтинент, о чем свидетельствуют морские отложения в том числе в Центральном Казахстане. Панцирные рыбы – антиархи достигли пика в своем многообразии в среднем девоне. Девонские антиархи Казахстана представлены двумя отрядами: астролепиформы и ботриолепиформы, широко распространенные в среднем девоне.



Antiarchi Bothriolepis



Фрагменты черепа бесчелюстной рыбы и реконструкция черепа с боку. Конец девона.
Центральный Казахстан

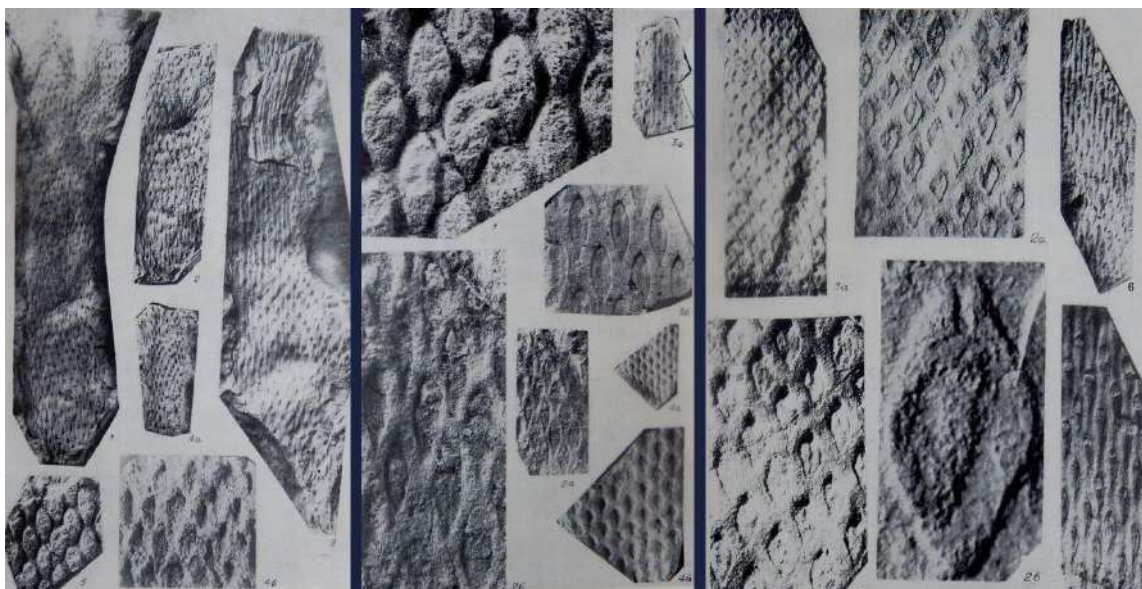
Высшие растения девонского периода Казахстана относятся к 4 типам – плауновидные, псилофитовидные, членистостебельные и папоротниковидные. Первые леса в Казахстане появились в среднем девоне около 385 млн лет назад в Северном Прибалхашье в болотистых районах при впадении рек в Джунгаро-Балхашское море. Лесообразующими видами девонских деревьев были главным образом 5-ти метровые лепидодендропсисы, 20-ти метровые протоптеридиумы, огромные лептофлеумы высотой до 40 м при толщине ствола до 5 м, саякии, археосигилярии, бергерии, циклостигмы, археоптерисы. Деревья имели чешуйчатую кору и длинные игольчатые листья. Размножались спорами. В лесах произрастали также лианы, травянистые папоротники и полуводные риниофиты.



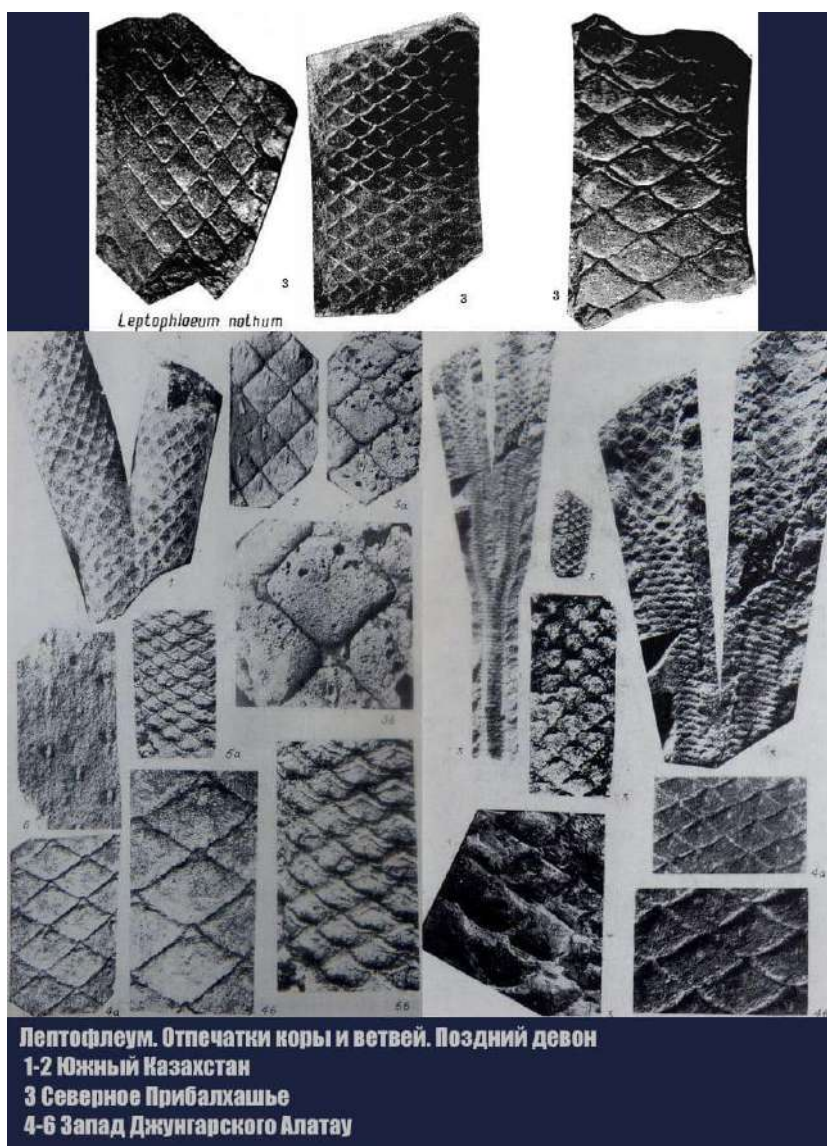
Девонский лес в Казахстане

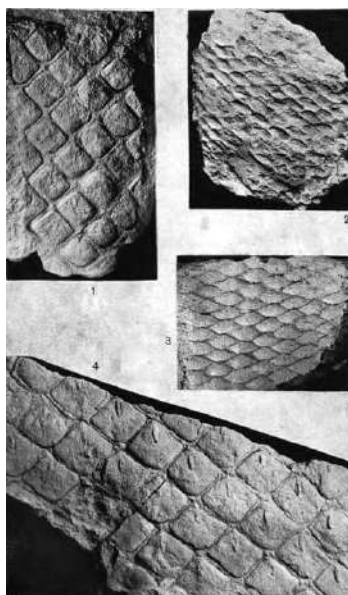


Археоптерис



Плауновидные. Средний девон. Центральный Казахстан





Лептофлеум аустрал. Восточный Казахстан



Брахиподы. Поздний девон – 360 млн лет.
Чингизтау. Восточный Казахстан



Морские лилии: поперечные срезы и членики стеблей.
Три верт. ряда слева: хребет Чингиз (Центральный Казахстан). Средний девон;
остальные: Северное Прибалхашье. Ранний девон.



В данном регионе континентальной литосферы тектонические движения с формированием впадин и других структур рельефа происходили на протяжении, по крайней мере, последнего миллиарда лет. В данной статье представлен палеогеографический и геотектонический обзор последнего отрезка истории Каспия – времени образования современной Каспийской впадины залитой водами Каспийского залива океана Тетис и позднее водами внутриконтинентального Каспийского моря.

В начале юрского периода с началом распада Пангеи на месте современного Южного Каспия стал формироваться долгоживущий глубинный разлом – рифт, раскалывающий континентальную кору до мантийного фундамента на глубине около 40км. По мере раздвига коры в разлом внедрялись базальтовые расплавы, формируя субокеаническую кору впадины. Одновременно с процессом южно-каспийского рифтогенеза на дне зарождавшегося Каспийского залива океана Тетис откладывались морские осадки, древнейшие из которых имеют раннеюрский возраст.

Рифтогенез продолжался до эпохи эоцена палеогенового периода, то есть раскол континента в этом регионе закончился примерно 50 млн лет назад с образованием Южно-Каспийской котловины. Однако процесс погружения впадины во всех последующих эпохах не останавливался. Хотя в геологическом разрезе впадина и углублялась, глубины Каспийского моря не увеличивались, так как на дне впадины продолжалось интенсивное осадконакопление.

Начиная с олигоценовой эпохи палеогена около 30 млн лет назад в регионе Тетиса начался процесс закрытия (сжатия) океана под давлением конвективных течений в нижележащей мантии приблизительно на глубинах от 50 до 250км. **Общее направление конвекции в районе Каспия, которое продолжается до нашего времени – с юго-запада на северо-восток – соответственно в этом же направлении перемещается Иранская континентальная плита, ограничивающая Каспийскую впадину с юга.** Это же конвективное течение формирует Кавказский хребет,

сжимающий Южно-Каспийскую впадину с запада. С востока Каспийской впадины движению вышеуказанных плит противостоит Туранская плита, которая с одной стороны в меньшей степени подвержена влиянию конвективного потока с юго-запада, а с другой стороны испытывает небольшое давление конвективного течения с севера со стороны полуострова Мангышлак.

С конца палеогена прогибание Южного Каспия усилилось и темпы тектонического погружения не ослабевают до настоящего времени.

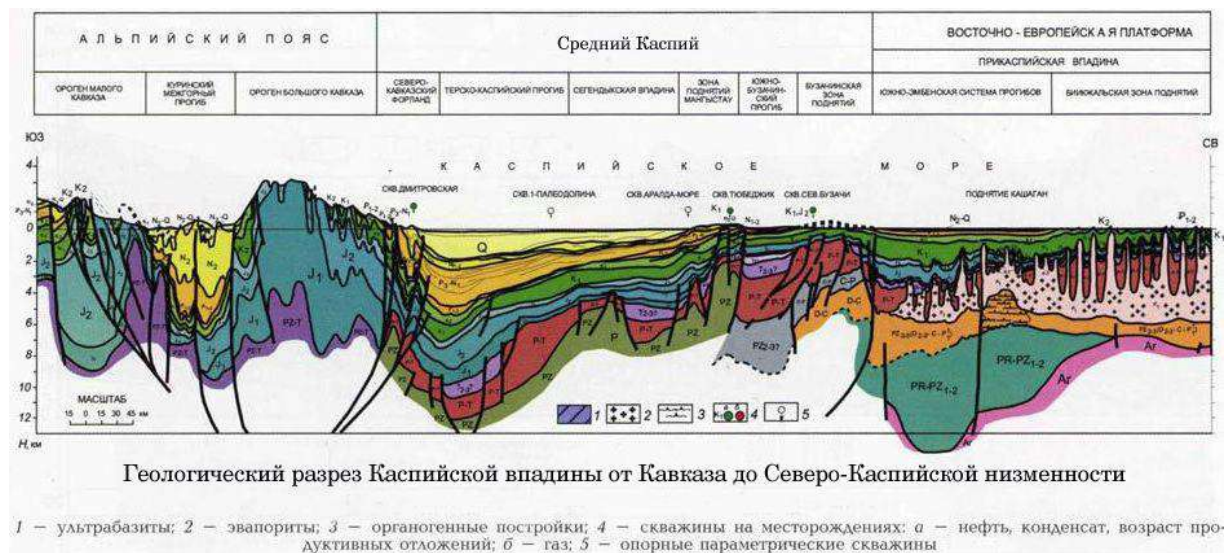
Южно-Каспийская плита, поверхность которой слагает дно Южно-Каспийской впадины глубиной до 1043м ниже уровня мирового океана, погружается согласно мантийному течению под противостоящую с севера Средне-Каспийскую плиту – этот процесс начался в конце юрского периода. Поддвиг или погружение Южного Каспия под Средний Каспий аналогичен процессу океанической субдукции, однако в отличие от классической субдукции в океанах, здесь отсутствует магматический вулканизм. Это объясняется большей мощностью континентальной литосферы Среднего Каспия по сравнению с тонкими океаническими плитами, которые погружаясь в мантию расплавляются с образованием восходящих «капель» магматических расплавов, прожигающих противостоящие плиты. Кроме того субдукция в районе Среднего Каспия идет медленно, так что северная граница Южно-Каспийской плиты скорее всего еще не достигла мантийных глубин, где могла бы расплавиться.

Средне-Каспийская впадина (глубина 816м ниже уровня океана) это результат погружения Южно-Каспийской плиты и давления Кавказа с юго-запада – Кавказ надвигается на Средне-Каспийскую плиту в результате чего она прогибается. Под напором плиты Южного Каспия деформируются и приподнимаются многокилометровые осадочные пласты с образованием Апшеронской перемычки (Апшероно-Прибалханской зоны поднятий), разделяющей южную и среднюю впадину, при этом к северу от перемычки кора прогибается в результате того же субдукционного давления Южного Каспия.

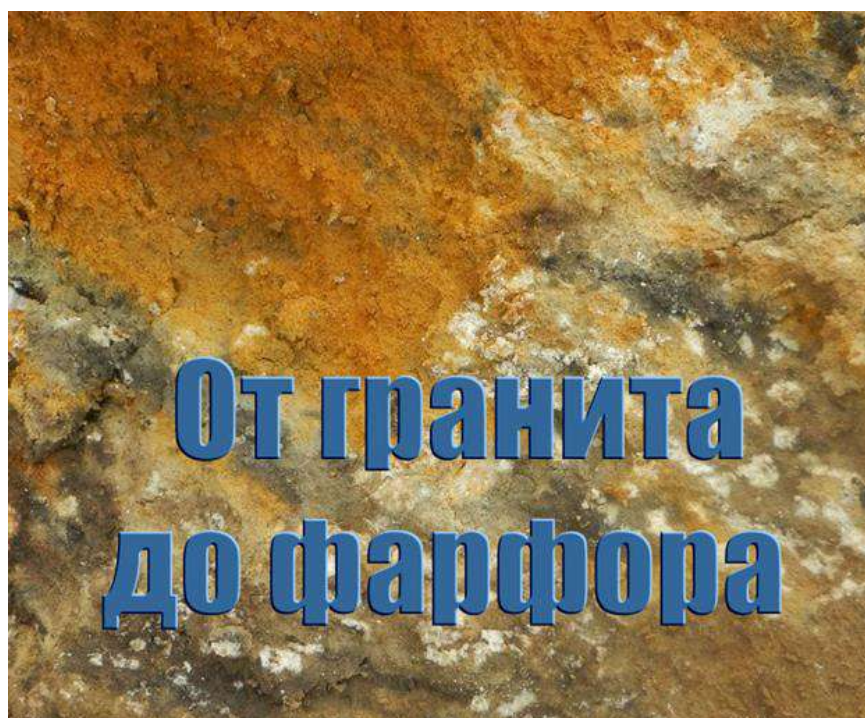
Апшероно-Прибалханская зона поднятий вместе с узким глубоким Келькорским прогибом – один из самых сложных тектонических элементов Каспийской впадины. Северным и южным ограничениями ее служат соответственно Центрально-Каспийский и Сангачал-Огурчинский глубинные разломы. Келькорский прогиб, вероятно, является аналогом глубоководного желоба в океанах, где происходит погружение (субдукция) Южно-Каспийской плиты под Средне-Каспийскую

Северная часть Каспийского моря заливают юго-восточную часть Восточно-Европейской платформы – древнего континента архейской консолидации. Это самый мелководный регион моря – глубиной до 20м, но Северный Каспий является в то же время наиболее глубокой областью Каспийской впадины в геологическом смысле. Здесь архей-протерозойский фундамент Европы опускается до глубины в 25км и соответственно той же толщины здесь достигают метаосадочные и осадочные отложения – самые мощные в мире. Юго-восточная окраина Восточно-Европейской платформы ко времени формирования современной Каспийской впадины представляла собой шельф – пониженную часть континента, залитую морем. **В настоящее время Восточная Европа испытывает столкновение, то есть коллизию со Средне-Каспийской плитой на юге и Скифской плитой на юго-западе по касательной. Скифия и Средний Каспий движутся на северо-восток, а Восточно-Европейская платформа на юг. При этом мантийный слой Восточно-Европейской литосферы погружается под Средний Каспий, формируя в результате Северо-Каспийскую низменность земной поверхности над геологической Северо-Каспийской впадиной.**

Таким образом, можно сделать вывод, что под Каспийским морем сходятся и погружаются конвективные течения мантии – с юга и запада более сильные, чем с севера и востока. Предположительный центр ячейки схождения конвективных течений и их погружения – даунвелинг, располагается под Средне-Каспийской плитой, что, служит дополнительным и возможно основным фактором погружения плиты Среднего Каспия.



Александр Бабкин 2020



Очерк о преобразовании вещества от естественного разложения горных пород до каолиновой глины и до изготовления фарфора из каолинового сырья

Коры выветривания – комплексы осадочных образований разной степени выветривания, которые формируются при разрушении горной породы без какого-либо их перемещения и с сохранением объема первоначальных пород, но с изменением их физического состояния,

минералогического и химического состава. На первоначальной стадии выветривания порода подвергается физическому выветриванию с превращением в щебень, дресву, песок, но с сохранением общего вида первоначальной породы. Например, выветрелый до песка и дресвы гранит в вертикальном разрезе остается достаточно узнаваемым – при попытке «отколоть» кусок от такого гранита, молоток втыкается в податливую массу, которая в руке легко рассыпается.

Дальнейшее выветривание протекает уже при химическом изменении породы до полной неузнаваемости по сравнению с исходной внешностью материнского субстрата – горная порода превращается в глины разного состава и цвета. **До глины могут разлагаться все типы магматических, осадочных и метаморфических пород.** Химическое выветривание представляет собой процесс химического изменения минералов и горных пород под воздействием воды, кислорода, углекислого газа, кислот, и в меньшей степени вследствие биогеохимических процессов.

Коры выветривания в толщах пород развиваются неравномерно в пространстве и времени – как по горизонтальной, так и по вертикальной зональности.



Глинистая кора выветривания по диоритам. Еще различима прежняя магматическая структура породы



Исходные алевролиты желтого цвета, незначительно затронутые химическим выветриванием, далее по горизонтали переходят в красную и розовую кору выветривания существенно глинистого ожелезненного состава с постепенным переходом в каолин и монтмориллонитовые глины бело-розового цвета



Каолин (каолинитовая глина) – часто конечная стадия выветривания. Каолиновой глиной называют переотложенную водными потоками первичную каолинитовую глину в коре выветривания

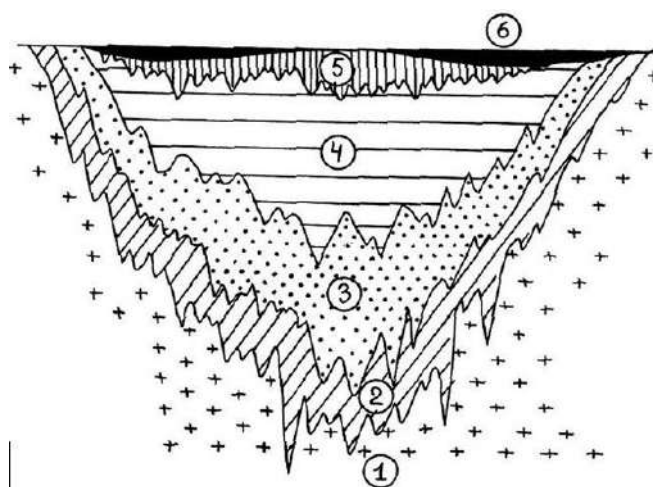
Главное условие формирования коры – постоянное присутствие в массе горных пород свободной воды, которая играет основную роль как самостоятельный агент в физическом и химическом преобразовании пород, а также как поставщик всех прочих химических реагентов. Другими важными условиями являются: 1) высокая температура – чем теплее климат, тем выветривание протекает интенсивнее; 2) перекрытие выветриваемых массивов тонким чехлом осадочных образований – например, слоем суглинков или почв мощностью до одного метра, что позволяет воде просачиваться вниз, но препятствует ее испарению из неглубоких недр; 3) выровненный рельеф, обеспечивающий неподвижность продуктов разрушения. Кроме того, выветриванию пород способствует наличие растительности, поставляющей органические кислоты в водные растворы. В соответствии с вышеуказанными условиями скорость развития кор выветривания может существенно отличаться – превращение гранита в глину может предположительно занимать минимум несколько тысячелетий, а в большинстве случаев намного больше.

Мощность площадных кор выветривания может достигать 400м (Северный Казахстан). Наиболее полный профиль коры выветривания формируется в тропической лесной области, где выделяются следующие зоны: дезинтегрированная (щебнисто-дресвяно-песчаная) → гидрослюдисто-монтмориллонитовая → каолинитовая → гиббсит-гематит-гётитовая.

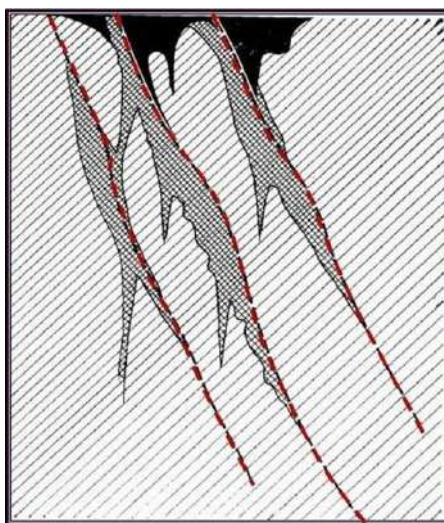
Схема последовательности процесса выветривания горных пород обычно выглядит так: 1) механическое разрушение до обломочного материала (обломочный элювий); 2) сиаллитная, когда происходит извлечение щелочных и щелочноземельных элементов, главным образом Са и Na, образующие пленки и конкреции кальцита; 3) кислая сиаллитная – происходят глубокие изменения кристаллохимической структуры силикатов с образованием глинистых минералов (монтмориллонита, нонтронита, каолинита); 4) аллитная, когда кора выветривания обогащается окислами железа и окислами алюминия.

Верхние слои коры, в первую очередь подверженные воздействию водных растворов, раньше достигают более глубокой глинистой стадии преобразования. Однако данная схема приближительна. В реальных условиях развитие кор может развиваться со значительными отклонениями от указанной схемы – особенно это касается осадочных пород. Например, в толще глины коры выветривания иногда могут находиться совершенно невыветрелые прослои тех же гранитов, или щебнисто-дресвяной слой коры может лежать поверх глиняного слоя коры, что связано с уровнем грунтовых вод, более интенсивно разлагающих породу на глубине, чем атмосферные воды с поверхности. При этом глинистый слой препятствует дальнейшему развитию процессу выветривания на глубину.

Не все породы и не все части одной породы выветриваются равномерно. Трещиноватые участки пород выветриваются легче. В слоистых, различных по составу породах также нередко наблюдается избирательное выветривание – в результате в толще коры возникают останцы более устойчивых пород в виде различных форм.



Кора выветривания в тропической лесной зоне по гранитам (схема Н. М. Страхов) 1 — граниты, 2 — слабо измененная химически зона дресвы, 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделитовая зона, 4 — каолининовая зона, 5 — охры Al_2O_3 , 6 — панцирь $Fe_2O_3 + Al_2O_3$



Кора выветривания нередко развивается и по вертикально-линейному направлению: Схема Н. В. Грановской

Химическое преобразование в процессе выветривания происходит вследствие реакций гидролиза, гидратации, окисления и растворения. Растворение. Процессам растворения способствуют высокая концентрация водородных ионов, содержание в воде O_2 , CO_2 и органических кислот. Окисление. Особенно интенсивно окислению подвержены железосодержащие минералы. Кислород в воздухе и воде в ионизированной форме разрушает железистые силикаты и превращает двухвалентное железо в трехвалентное.

Гидратация. Под воздействием воды происходит закрепление молекул воды на поверхности отдельных участков кристаллической структуры минерала. Примером гидратации является переход ангидрита в гипс: $CaSO_4 + 2H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Гидратированной разновидностью является также гидрогётит: $FeOOH + nH_2O \rightarrow FeOH \cdot nH_2O$. Процесс гидратации проходит в силикатах и незначительно в кварце с образованием опалов – $SiO_2 \cdot nH_2O$.

Гидролиз – ионный обмен между растворенными веществами и водой, приводящий к распаду весьма устойчивых структур силикатов и алюмосиликатов (полевые шпаты, слюды, глинистые минералы). Гидролизу принадлежит ведущая роль при образовании глинистых кор выветривания. Гидролиз сопровождается гидратацией и выносом элементов из кристаллической решётки. При разрушении каркасной структуры полевых шпатов – самых распространённых в земной коре минералов, (из которых на 60-65% состоят и граниты) образуются глинистые минералы, имеющие слоистую структуру. При выносе из полевых шпатов калия, кальция и натрия, которые взаимодействуют с растворённым углекислым газом, образуются истинные (молекулярные) растворы бикарбонатов и карбонатов (K_2CO_3 , Na_2CO_3 , $CaCO_3$).

Процесс гидролиза протекает стадийно: $K[AlSiO_3] + CO_2 + H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + K_2CO_3 + SiO_2 \rightarrow AlO(OH)_3 + SiO_2$. Таким образом, при преобразовании полевых шпатов и слюд образуются гидрослюда, которые затем превращаются в минералы группы каолинита $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$ или галлуазита $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. **Галлуазит** – по составу близок к каолиниту, от которого отличается более высоким содержанием воды. Для него характерны восковидные и фарфоровидные агрегаты. Цвет белый, серый, голубоватый. **Каолинит** – глинистый минерал из группы водных силикатов алюминия: содержит 39,5% Al_2O_3 , 46,5% SiO_2 и 14% H_2O ; образует землистые массы, которые при увеличении под электронным микроскопом состоят из шестигранных кристаллов. Цвет – белый, коричневатый, сероватый, бледно-жёлтый, зеленоватый, бледно-розовый. В основе кристаллической структуры каолинита лежат бесконечные листы из тетраэдров $Si-O_4$, имеющие три общих кислорода, связанных попарно через свободные вершины алюминием и гидроокисью. Спайность каолинита весьма совершенная. На ощупь жирен, либо почти не ощущается. **Слоистая структура каолинита придаёт глинам весьма пластичные свойства. При нагревании до 500-600°C каолинит теряет воду, а при 1000-1200°C разлагается с выделением тепла, давая вначале силлиманит (Al_2O_3)(SiO_2), а затем муллит ($Al_6Si_2O_{13}$) – эта реакция составляет основу керамического производства.** В умеренных климатических зонах каолинит устойчив и в корях выветривания длительного развития образует месторождения. Но в условиях влажного тропического климата может происходить дальнейшее разложение каолинита до свободных окислов и гидроокислов: $Al_4(OH)_8Si_4O_{10} + \dots \rightarrow Al(OH)_3 + SiO_2 \cdot nH_2O$.

Кварц – наиболее устойчивый минерал в породах. Его преобразование при выветривании сводится к механическому распаду до песчаных и алевритовых частиц и растворению.

Карбонаты, бикарбонаты, кремнезем (SiO_2) могут выноситься водой в виде истинных или коллоидных (размер растворённых частиц от 1 до 1000 нм) растворов за пределы места их

образования. В условиях аридного (сухого жаркого) климата они остаются на месте с частичным выносом кремнезема и присоединением гидроксильных ионов (ОН).



Каолинитовые глины

Свойства глин: пластичность, огневая и воздушная усадка, огнеупорность, спекаемость, цвет, вязкость, усушка, пористость, набухание, дисперсность, водонепроницаемость являются качествами используемые в различных областях производственной деятельности. Каолинитовая глина (далее каолин) широко применяется как наполнитель в производстве бумаги и картона (где используется половина всей мировой добычи), пластмассы, резины, кровельных материалов, в фармацевтике, парфюмерии, в производстве огнеупорных изделий, фаянса (**фаянс** – керамические изделия (облицовочные плитки, архитектурные детали, посуда, умывальники, унитазы и др.), имеющие плотный мелкопористый черепок (обычно белый), покрытые прозрачной или непрозрачной глазурью) и в производстве фарфора.

Фарфор

Фарфор – вид керамики, непроницаемый для воды и газа. В тонком слое просвечивается. При лёгком ударе издаёт высокий чистый звук. Характерные признаки фарфора – белый цвет с синеватым оттенком, малая пористость и высокая прочность, термическая и химическая стойкость и декоративность. Белый цвет и свойство каолина образовывать в смеси с водой пластичное тесто, способное принимать любую форму в сыром виде и сохранять ее после сушки и обжига, но слабо при этом набухать, а также устойчивость в кислой среде – главные свойства каолиновой глины, применяемые при производстве фарфора.

Фарфор получают путём обжига крупнодисперсной смеси каолина и кварца (**отощающий материал**), полевого шпата, пегматитов, перлитов, мела, доломита, талька и других минералов и горных пород, а также костяной золы (**плавни**) и пластичной глины (в основном каолин). **Отощающие материалы добавляются для регулирования технологических свойств формовочной массы и литейных свойств шликеров** (кашеобразная мягкая фарфоровая масса, состоящая из каолина, кварца и полевого шпата). **Плавни вводят в состав масс (от 5 до 30%) для снижения температуры обжига.** При увеличении количества плавней в обжигаемом материале возрастает количество образующейся стекловидной массы, в результате чего улучшается

просвечиваемость фарфоровых изделий в тонком слое, уменьшается пористость и увеличивается прочность фаянса и фарфора.

В зависимости от показателей содержания химических и механических примесей и влажности каолин делится на четыре сорта. Для первого сорта содержание Fe_2O_3 не должно превышать 0,5%, а TiO_2 — 0,8%; для четвертого — 1,5 и 1,4%. Отощающие материалы и плавни сортируют, освобождают от посторонних вредных примесей и перемалывают. Кварц, полевого шпата, пегматит и другие компоненты подвергают обжигу при температуре 900-1000°C. При этом кварц претерпевает полиморфные изменения, в результате которых растрескивается, что в дальнейшем облегчает помол и позволяет удалить железистые примеси, которые при обжиге дают желто-коричневый оттенок.

Перед покрытием глазурью высушенный фарфор в зависимости от состава черепка и назначения фарфоровых изделий обжигают при 900-1400°C. Без этого бисквитного (утельного) обжига тонкостенный фарфор растворялся бы в глазури. При утельном обжиге удаляется механически и химически связанная влага, черепок приобретает необходимую прочность при достаточной пористости для впитывания глазури.

В результате обжига сырой пластичной фарфоровой массы получают твердый фарфор, состоящий на 60-65% из стекла, 26-30% кристаллов муллита и 8-10% кварца.

После первого обжига большинство фарфоровых изделий покрывается **глазурью** – блестящим стекловидным слоем, придающий законченность изделию. Матовый, не покрытый глазурью фарфор называется бисквитом. Толщина глазури (в среднем она составляет 200-300 микрон) определяет эстетический вид изделия. Глазурь в виде суспензии наносят методом окунания, обливания и пульверизацией. После глазурования с ножки или верхнего края фарфорового изделия счищают глазурь, чтобы предупредить сплавление с подставкой во время обжига или другими изделиями. При этом втором (политом) обжиге происходит расплавление глазури, равномерное ее распределение по всей поверхности изделия и сплавление с черепком.

Политой обжиг делится на 5 периодов, каждый из которых протекает при определенном температурном режиме и газовой среде, что обеспечивает постепенное формирование черепка с необходимыми свойствами.

Первый период протекает при температуре 900-940°C со скоростью подъема температуры 100-140°C в час. Из массы удаляются остатки влаги, происходит разложение глинистых веществ, и карбонатов, выгорают органические примеси. Реакция протекает в твердой фазе, при которой начинается спекание черепка, сопровождаемое усадкой. В это время на поверхности черепка, осаждается углерод, придающий черепку серый цвет.

Второй период обжига протекает в сильно окислительной среде при температуре 940-1040°C. В этот период выравнивается температура, завершается выделение остатков гидратной воды и полностью выгорает сажастый углерод (если углерод не выгорит до расплавления глазури в третьем периоде, то изделие будет иметь серую или буроватую окраску, либо покроется мельчайшими кратерообразными точками-наколами). Из-за расплавления полевого шпата образуется жидкая фаза, которая цементирует твердые частицы, повышая механическую прочность черепка. Происходит процесс кристаллизации глинозема и начинает образовываться **муллит** — минерал из класса силикатов с непостоянным химическим составом: от $\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$ до Al_4SiO_8 .

Третий период ведется при температуре 1040-1250°C в восстановительной среде, которая необходима для перевода окисного железа – Fe_2O_3 в закисную форму – FeO . Закись железа образует силикаты, придающие черепку голубоватую оттенок. В это время образуется муллит и кремнезем в виде кристобалита. Продолжается спекание черепка. При температуре выше 1200°C вязкость расплава снижается и начинается расплавление глазури. Скорость подъема температуры – 30-35°C в час.

Четвертый период, завершающий формирование черепка, протекает в нейтральной среде. Начинается он при 1250°C и заканчивается при 1380-1410°C. В этот период происходят окончательное спекание черепка, разлив глазури и сплавление с черепком. Активнее происходит заполнение промежутков между кристаллами муллита полешпатовым стеклом и аморфным кремнеземом из каолинистового остатка. Протекают диффузионные процессы, обуславливающие равномерное распределение кристаллических новообразований в черепке. Период заканчивается выдержкой изделий при максимальной температуре в течение 1,5-3 часов. Чем продолжительнее выдержка изделий, тем больше образуется кристалла муллита, чьи игольчатые кристаллы, переплетаясь, способствуют повышению механической прочности и термической стойкости черепка.

Пятый период – диффузионный. Изделия выдерживаются несколько часов при максимальной температуре до 1460°C. После обжига начинается процесс охлаждения: до температуры 600-530°C. Охлаждение проводят со скоростью 250-200°C в час. Затем процесс резко замедляется, при этом происходят изменения объемов изделия, в результате чего возникают внутренние напряжения.

Продолжительность политого обжига в туннельных печах от 18 до 34 часов.

На некоторых предприятиях керамические изделия, в том числе и фарфоровые, подвергают однократному обжигу. Главная задача однократного обжига – обеспечение непромокаемости черепка при глазуровании изделий, высушенных до содержания влаги 1%. Однократному обжигу подвергают в основном толстостенные изделия – кружки, салатники, масленки, сахарницы и т.п., которые при глазуровании без утельного обжига не размокают, не деформируются и не разрушаются. **При обжиге отформованных изделий (для отливки фарфоровых изделий применяются гипсовые формы) формируется неоднородная структура черепка, которая состоит из кристаллической, стекловидной и газовой фаз.**

Кристаллическая фаза образуется при разложении и преобразовании глинистых веществ и других компонентов массы. Она включает: кристаллы муллита $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ (остатки измененного глинистого вещества) и оплавленные зерна кварца. Кристаллическая фаза придает черепку прочность, термическую и химическую устойчивость.

Стекловидная фаза возникает за счет расплавления плавней и частично других компонентов. Стекло соединяет частицы массы, заполняет поры, повышая плотность черепка; в количестве до 50% увеличивает прочность изделий, но при большем содержании – вызывает хрупкость изделий, и снижает их термостойкость. Стекловидная фаза обуславливает просвечиваемость черепка.

Газовая фаза. Газы в фарфоровом черепке заполняют открытые и замкнутые поры, оказывая неблагоприятное влияние на свойства изделий – снижает прочность, термическую и химическую устойчивость, усиливает водопоглощение черепка.

В зависимости от состава фарфоровой массы **фарфор делится на мягкий и твёрдый**. Мягкий фарфор получают при более низкой температурой обжига в результате чего повышается хрупкость и чувствительность к колебаниям температуры. Мягкий фарфор более разнообразен по химическому составу и состоит из 25-40% каолина, 45% кварца и 30% полевого шпата. Температура обжига не превышает 1300-1350°C. Мягкий фарфор используется преимущественно при изготовлении художественных изделий. Твёрдый фарфор, в состав которого входит 47-66% каолина, 25% кварца и 25% полевого шпата, богаче каолином (глинозёмом) и беднее флюсами.

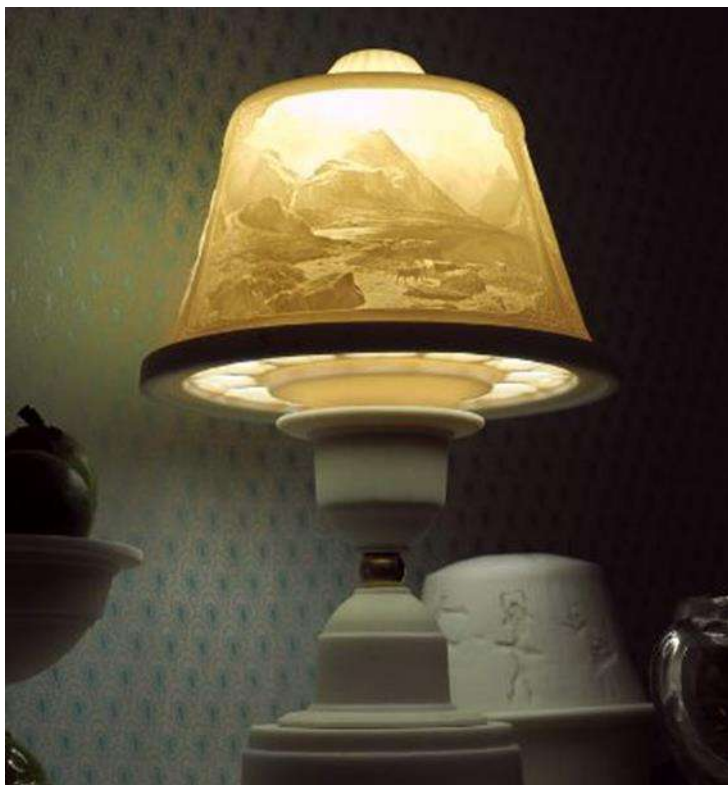
Флюсы – это бесцветные легкоплавкие оксиды кремния, калия, натрия, бора в состоянии порошка. При расплавлении в печи во время обжига, флюс связывает массу фарфора с глазурью и придает краске глянец. Смешивание флюсов с пигментами позволяет получать при нагреве цветные расплавы – аналоги цветного прозрачного стекла.

Температуры обжига твердого фарфора от 1400°C до 1460°C. Самым твёрдым фарфором является костяной фарфор, в состав которого входит до 50% костяной золы, и который отличается особой белизной, тонкостенностью и просвечиваемостью. Твёрдый фарфор обычно используют в производстве электроизоляторов и посуды.

После второго обжига фарфор можно расписывать красками. **Фарфор расписывается двумя способами: подглазурной росписью и надглазурной росписью**. При подглазурной росписи краски наносятся на неглазурованный фарфор после его обжига при температуре около 850°C. Затем фарфоровое изделие покрывается **прозрачной** глазурью и подвергается высокотемпературному обжигу при температуре до 1350°C. **Палитра красок надглазурной росписи богаче**. Надглазурная роспись наносится по глазурованному белью (нерасписанный белый фарфор) и после обжигается при температуре от 780 до 850°C. При обжиге происходит сплавление краски с глазурью, что делает роспись более устойчивой. При хорошем обжиге краски блестят и не имеют шероховатостей.



Фарфор

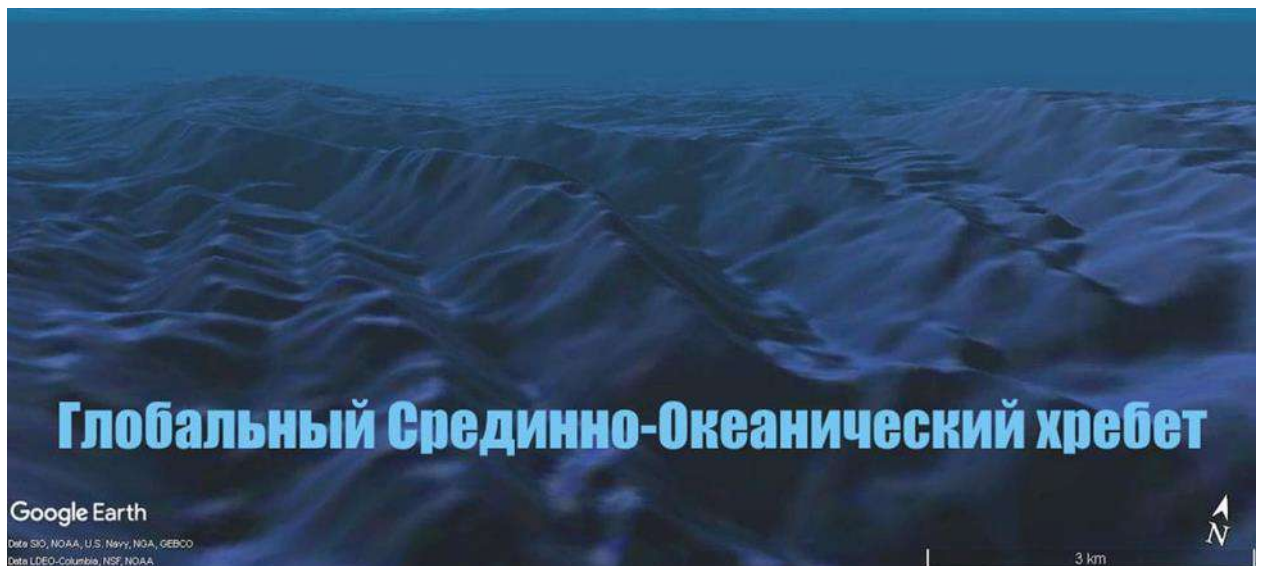


Фарфоровый светильник



Глазурованная чаша, Цзиндэчжэнь, 13 век. Согласно историческим источникам, первая фарфоровая мастерская (предназначенная для императорского двора) появилась в Цзиндэчжэне в 1278 г. при хане Хубилае – основателе династии Юань.

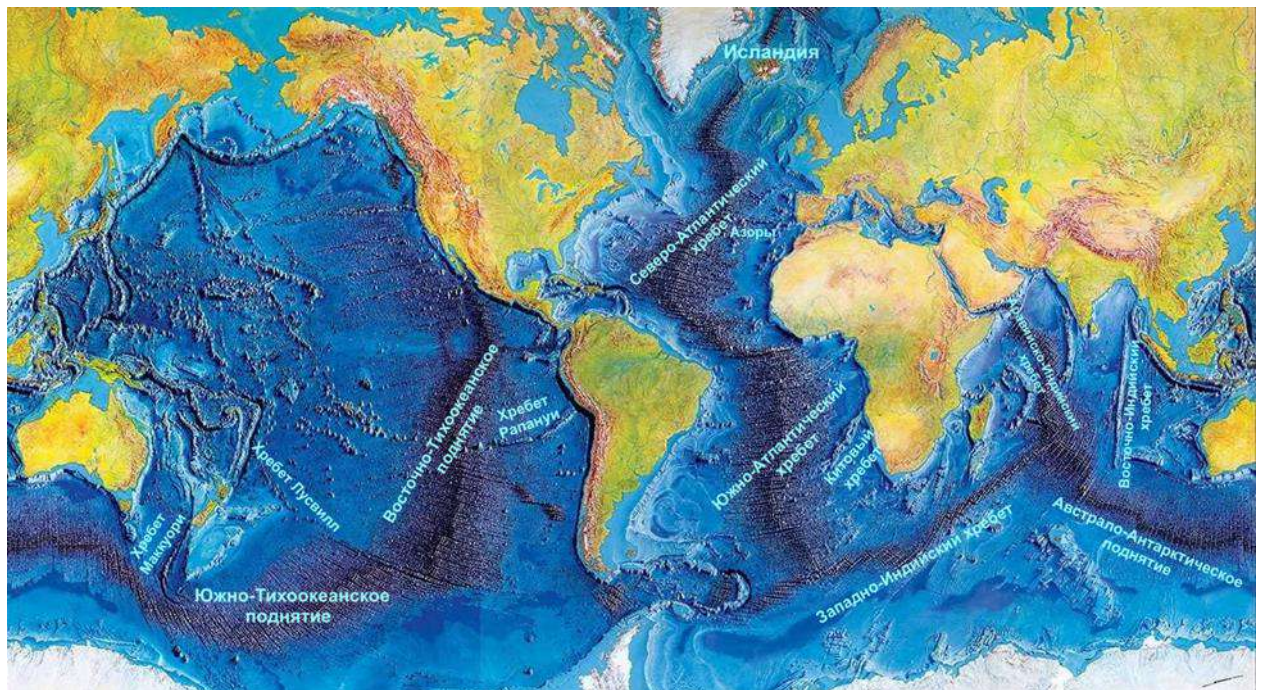
Александр Бабкин 2020



География

Глобальный Срединно-Океанический хребет (ГСОХ) – самое протяженное и самое большое по площади горное сооружение на Земле и во всей Солнечной системе.

Протяженность ГСОХ – 55 000 км (с учетом длины Аравийско-Индийского хребта который ответвляется от основной оси хребта). Ширина ГСОХ достигает 2000 км. Высочайшая вершина – вулкан Пико на Азорских островах в Северной Атлантике высотой 2300м над уровнем моря и 3,5 км от подножия на дне океана.





ГСОХ делится на 4 хребта и 3 поднятия:

Северо-Атлантический хребет – расположен в Северной Атлантике и протягивается в меридиональном направлении от разлома Романш на экваторе до плато Шпицберген в Северном Ледовитом океане. В состав хребта входят острова Исландия, Ян-Майен (в Северном океане) и Азорские острова;



Вершина горы Пико – 2295м



Исландия. Гора Хванна – 2185м. Фото Leifur Hakonarson



Ян-Майен – 2195м. Фото Eric Aaseth

Южно-Атлантический хребет – в Южной Атлантике. Протягивается в меридиональном направлении от экватора до смыкания с Западно-Индийским хребтом на 54 градусе южной широты. В состав хребта входят острова Вознесения - 822м, Гоф и острова Тристан-да-Кунья с высочайшей вершиной хребта – 2020м;



Главный остров Тристан-да-Кунья с пиком Королевы Мэри 2020м

Западно-Индийский хребет – тянется от желоба Южно-Сандвичевых островов глубиной 8325м на юго-западе Атлантического океана до смыкания с Аравийско-Индийским хребтом на востоке в центре Индийского океана. **Западную часть хребта часто выделяют как самостоятельный хребет – Африкано-Антарктический.**

В состав хребта входят острова – Буве - 740м на западе и Марион - 1226м и Принца Эдуарда - 560м в восточной части хребта;



Остров Буве. Автор?



На острове Марион. Фото Otto Whitehead



Остров Принца Эдуарда

Аравийско-Индийский хребет – протягивается в меридиональном направлении от юго-западной части Аравийского моря до смыкания с Австрало-Антарктическим поднятием на юге в центре Индийского океана. В состав хребта входят: архипелаг Чагос (острова Диего-Гарсия, Эгмонт, Морсби, Сэйломон и острова банки Чагос) и остров Родригес - 377м (высшая точка хребта) с прилегающими островками. По альтернативной классификации архипелаг Чагос относят к Мальдивскому хребту;



Остров Родригес - 377м



Острова Сэйломон, архипелаг Чагос. Фото Oliver Caplain

Австрало-Антарктическое поднятие – представляющее собой, как и другие океанские поднятия, скопление отдельно стоящих хребтов и вулканов, протянулось от Аравийско-Индийского хребта в центре Индийского океана до смыкания с Южно-Тихоокеанским поднятием южнее Новой Зеландии на 150 градусе восточной долготы. На поднятии расположены два острова – Амстердам, 860 м и Сен-Поль – 255м;

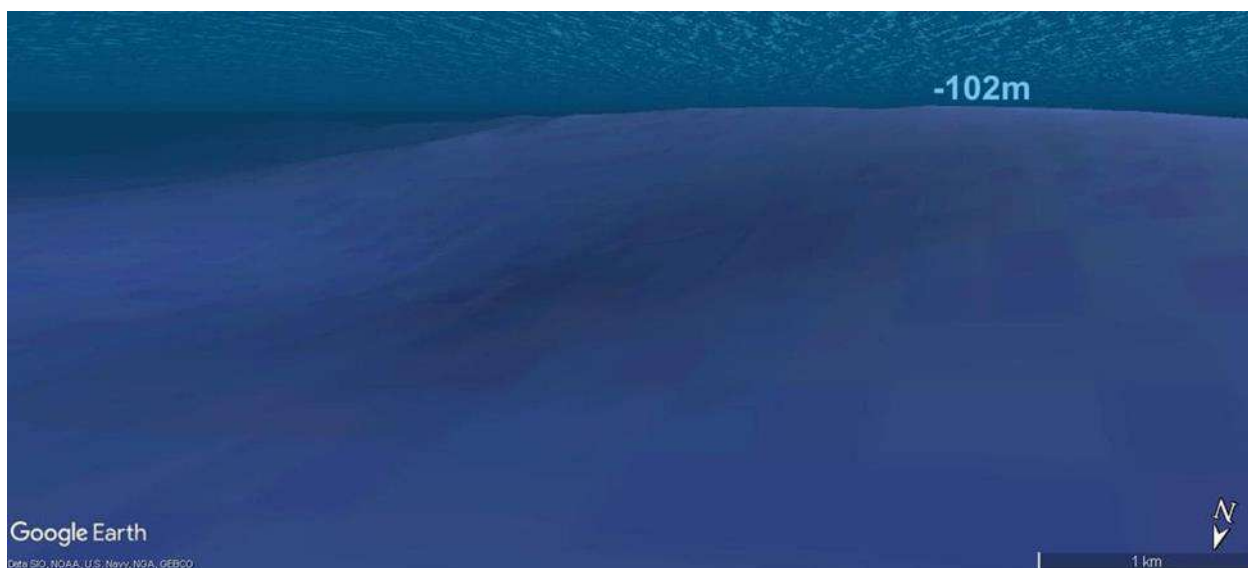
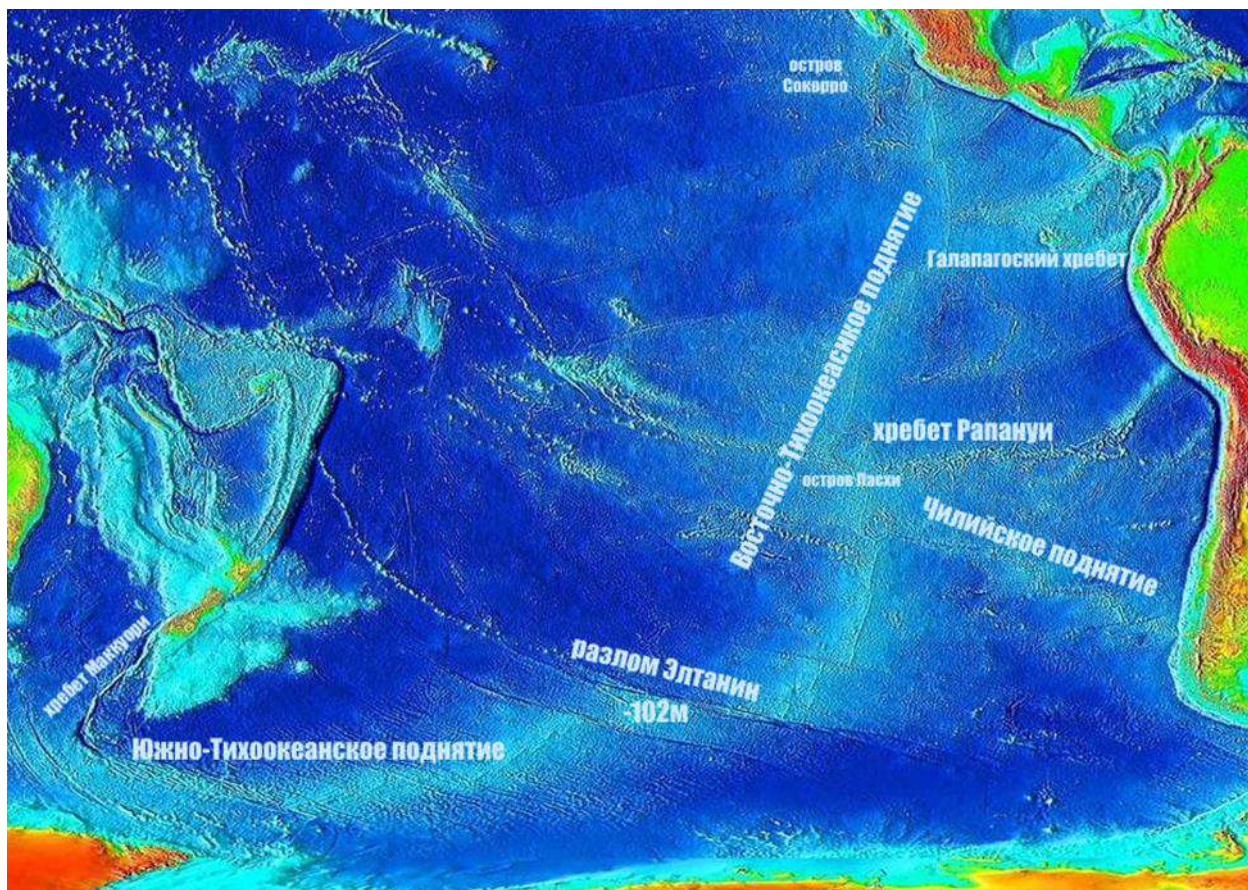


Остров Амстердам, 860м

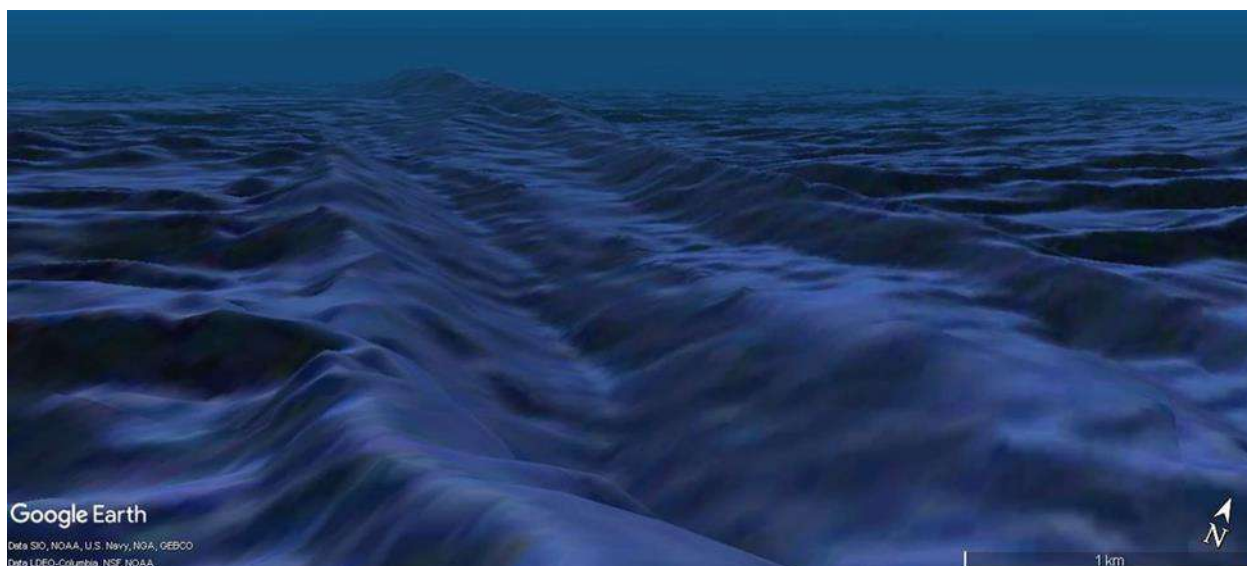


Остров Сен-Поль, 255м

Южно-Тихоокеанское поднятие – от 150 градуса восточной долготы юго-западнее желоба Маккуори до соединения с Восточно-Тихоокеанским поднятием по **разлому Элтанин** в районе 152-157 градусов южной широты. Ни одна гора поднятия не поднимается выше уровня океана – Южно-Тихоокеанское поднятие – самые большие по площади горы мира, полностью расположенные под водой – высочайшая точка поднятия находится на глубине 102м (53гр 32мин 50,6сек ю.ш. 140гр 40мин 08сек з.д.) на хребте Диагональный к югу от разлома Элтанин;



Высшая точка Южно-Тихоокеанского поднятия



Южно-Тихоокеанское поднятие

Восточно-Тихоокеанское поднятие – от разлома Элтанин на юге до континентального склона Мексики на севере. В состав этой горной системы входят острова Ревилья-Хихедо на севере поднятия с высочайшей горой – 1027м на острове Сокорро и атолл Клиппертон; на юге – Рапануи (Пасхи) – 500м и Сала-и-Гомес.

Кроме того к Восточно-Тихоокеанской горной системе относится боковой хребет Рапануи, протянувшийся от основного массива поднятия в широтном направлении на восток от 111гр 26мин з.д. в районе острова Рапануи до 83гр 35мин з.д., где смыкается с хребтом Наска.

В центральной части поднятия зафиксирована самая высокая скорость дрейфа плиты – спрединга относительно оси рифтовой долины – 18см в год.



Остров Сокорро



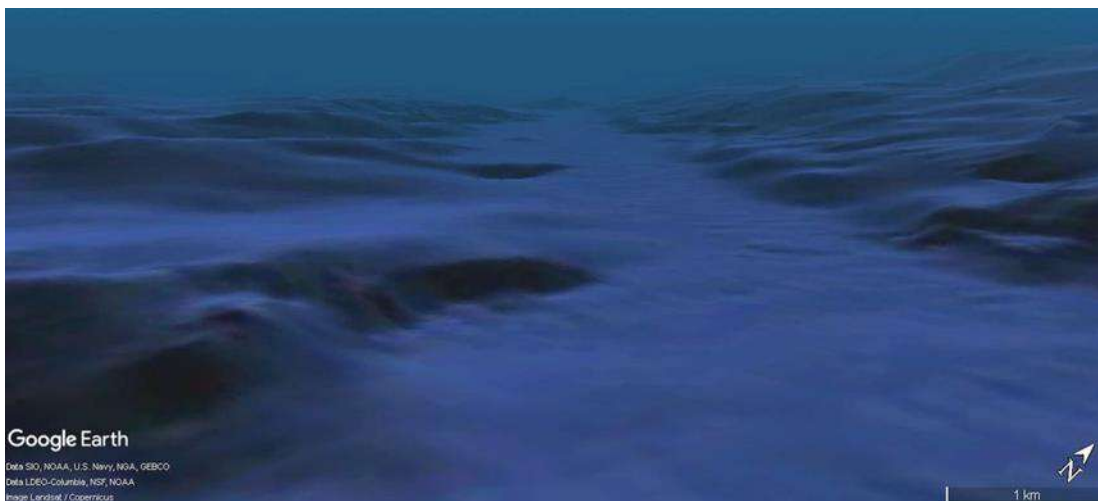
Остров Сан-Бенедикто - 283м, Ревилья-Хихедо



Атолл Клиппертон. Автор?



Южный мыс острова Рапалуи



Погружение Восточно-Тихоокеанского поднятия под континентальный склон Мексики в зоне субдукции



Распространенный рельеф на Восточно-Тихоокеанском поднятии

Геология

Океаническую кору ГСОХ слагают большей частью вулканические породы – базальты и плутонические – габбро, дуниты, перидотиты, а также метаморфические – серпентиниты.

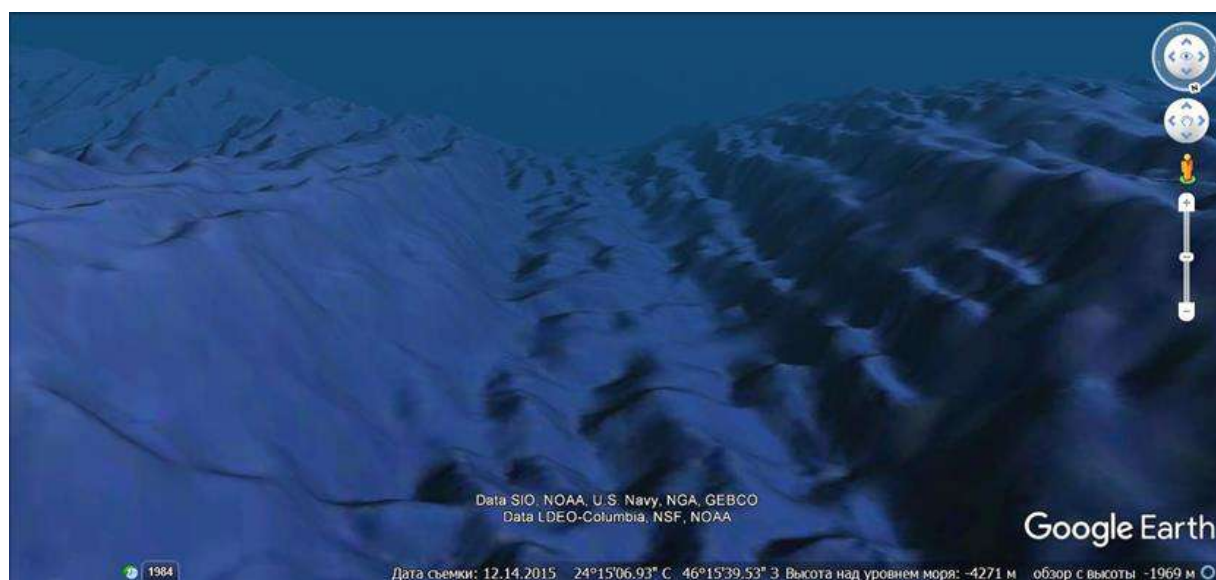
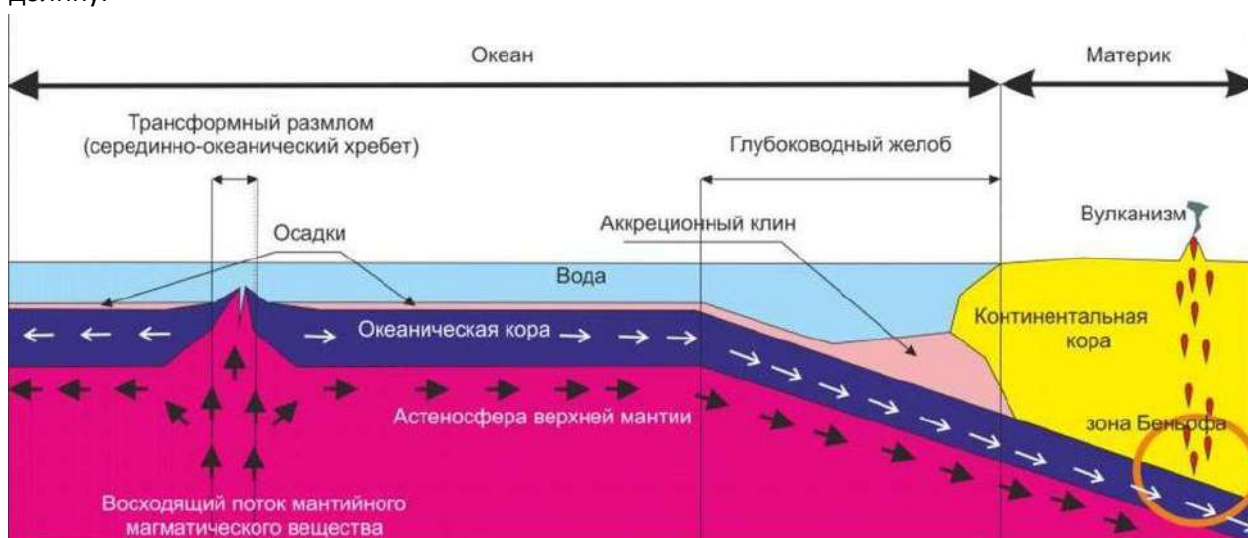
Общая схема формирования рельефа Глобального Срединно-Океанического хребта выглядит следующим образом – океанические плиты раздвигаются над восходящим конвективным потоком мантийного вещества с образованием рифтовой долины, где изливаются лавы. Этот процесс называется спредингом. Так океаническая литосфера расширяется, и по мере своего движения в стороны от оси восходящих мантийных потоков, через 140-180 млн. лет погружается под соседние континенты в мантию. Поэтому океаническая литосфера по сравнению с континентами всегда молода. Ежегодный объем излияний лав во всей системе ГСОХ превышает 12 млрд куб.км.

Мощность океанической литосферы составляет от нескольких километров в срединной рифтовой зоне до 100км на окраинах плит.

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 рифта глубиной до 2км и шириной до 4км, иногда выше.

Рифтовые долины и ущелья имеются не на всем протяжении хребта. На Восточно- и Южно-Тихоокеанских поднятиях такие долины редкость. В этих хребтах на оси спрединга располагаются горсты, возвышающиеся над гребневыми зонами. Большая ширина этих хребтов и слабая расчлененность придает им вид пологих поднятий. Они имеют вид ступеней, спускающихся в долину.

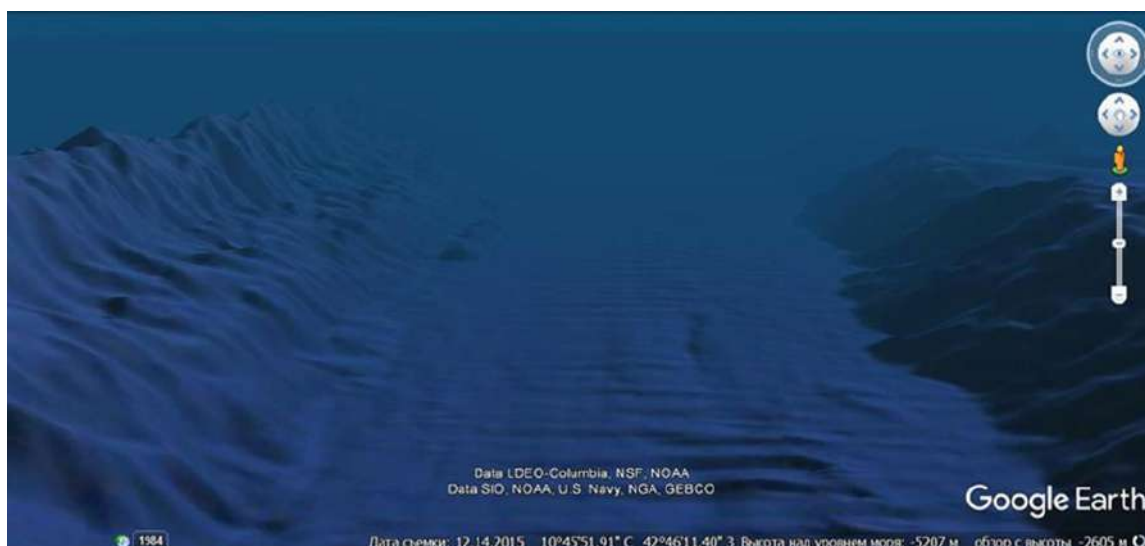


Осевая рифтовая долина. Северная Атлантика. Склон справа имеет ступенчатый рельеф

Постоянный приток обеспечивают вертикальные конвективные потоки-апвеллинги, которые раздвигаются под рифтом на противоположные горизонтальные течения, увлекающие с собой океанические плиты. При этом плиты при раздвиге в разных регионах могут иметь разную скорость перемещения. Свежая порция лавы полностью или частично заполняет ущелье и затвердевает, тем самым наращивая участок молодой коры. Тем временем в коре нарастают напряжения, вызванные давлением расходящихся мантийных течений, и в какой-то момент происходит разрыв с образованием каньона.

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.

Поперечная структура ГСОХ – 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. Механизм их формирования малопонятен. Однако ясно, что формирование такого специфичного рельефа обеспечивают конвективные течения вещества под литосферой и в нижней мантийной части литосферы.

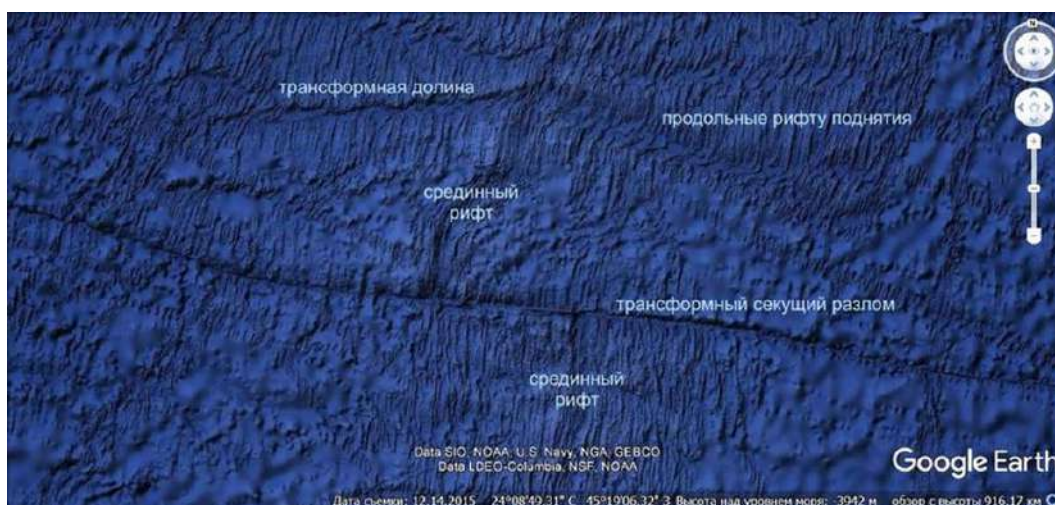


Широкая (около 15км) долина трансформного разлома в средней части Атлантики, ограниченная прямолинейным хребтом слева высотой в 3км. Хребет, вероятно, образован при трении двух соседних плит-сегментов

Поперечные и продольные хребты по мере удаления от зоны спрединга эродированы и погружаются в литосферу из-за своего утяжеления и утолщения. В итоге на удалении сотен км от оси спрединга простирается равнина и хребты уже не заметны.

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 счёт постепенного остывания и кристаллизации мантийного вещества, последовательно «примораживаемого» снизу к подошве литосферы. Породы литосферы тяжелее

подстилающего их горячего вещества астеносферы на $0,1 \text{ г/см}^3$. Следовательно, чем толще океаническая литосфера, тем на большую глубину она погружается в мантию.

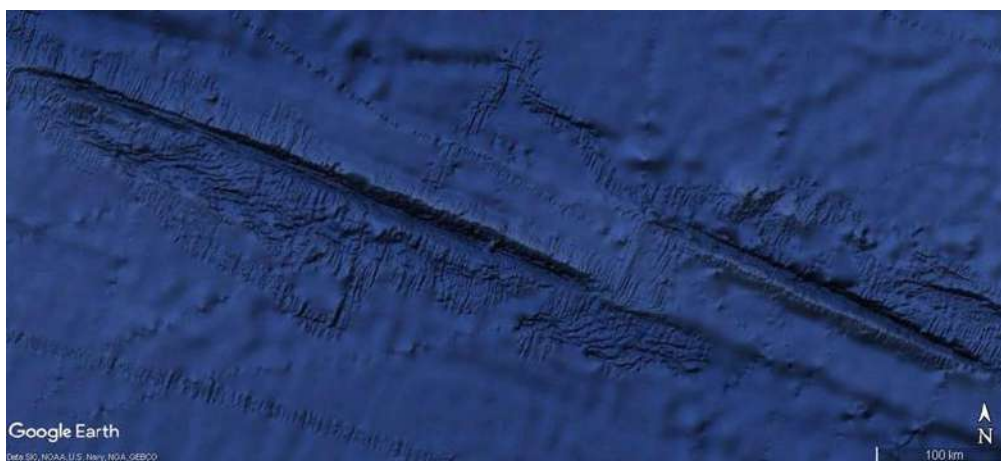


Классическое строение Срединно-океанического хребта. Атлантика

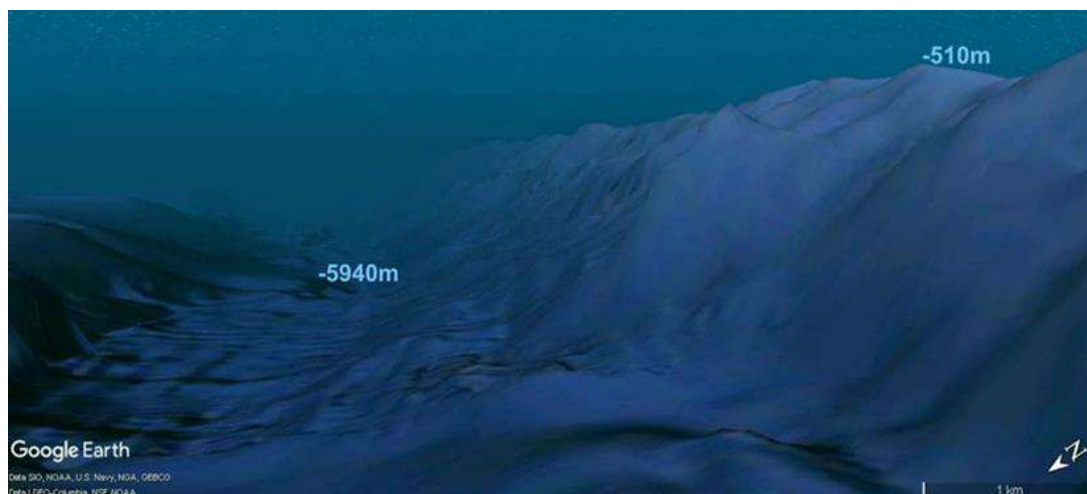
Джампинг (перескакивание оси спрединга)

Срединно-океанические хребты часто смещены по секущим трансформным разломам так, что хребет по всей протяженности приобретает изломанный вид, разделенный на сегменты, и сдвинутый относительно друг друга на десятки и сотни километров. **Сегменты хребта смещаются вдоль поперечных секущих трансформных разломов, вероятно подчиняясь миграции оси апвеллинга расходящихся потоков, ответственных за раздвижение океанической литосферы.** Это явление называют джампингом. Секущие разломы представляют собой сдвиги, но они отличаются от обычных сдвигов тем, что смещение смежных сегментов вызвано разной скоростью их движения в одну сторону.

Дрейф ядра в северном направлении является опосредованной причиной формирования рельефа и географии дна океанов. Однако остается неясным конкретный механизм, обеспечивающий на протяжении десятков миллионов лет стабильность океанической структуры конвективных течений и их происхождения протяженностью до 21 000 км, сохраняющий в целом срединное и субмеридианальное положение оси восходящего потока апвеллинга.

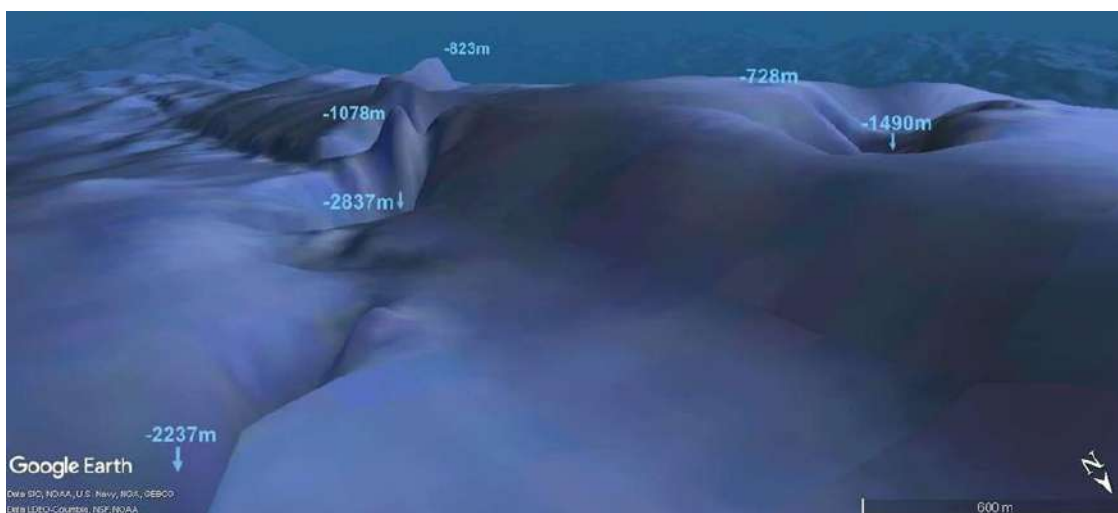


Смещение-джампинг не срединной рифтовой долины, а трансформного разлома Элтанин перпендикулярного срединному рифту. Тихий океан

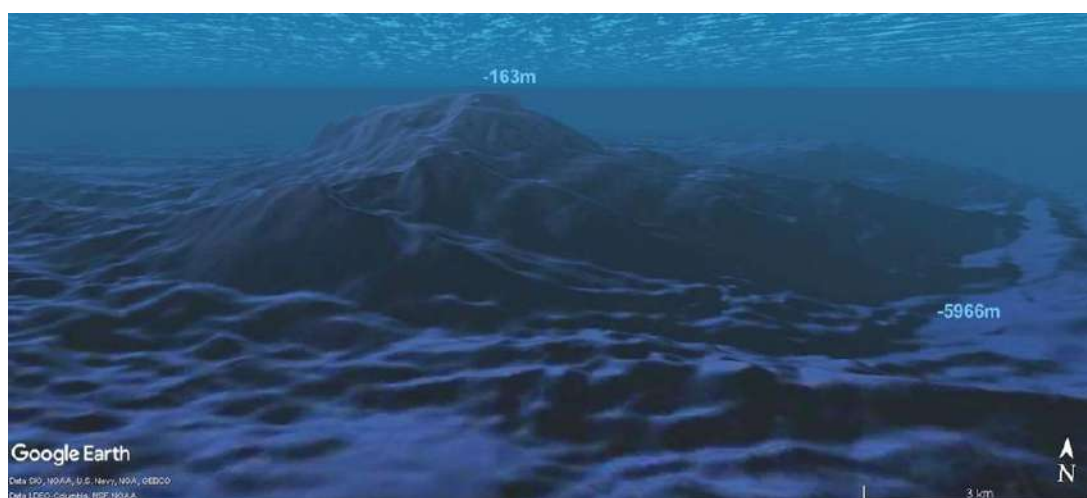


Разлом Элтанин и хребет Элтанин. Тихий океан

В формировании некоторых структур рельефа участвует местная плитная тектоника – после прекращения вулканизма начинается неравномерное блоковое погружение поднятий, с приобретением расчлененного строения.



Западно-Индийский хребет в юго-западной части Индийского океана



Западно-Индийский хребет в юго-западной части Индийского океана

Геология Исландии

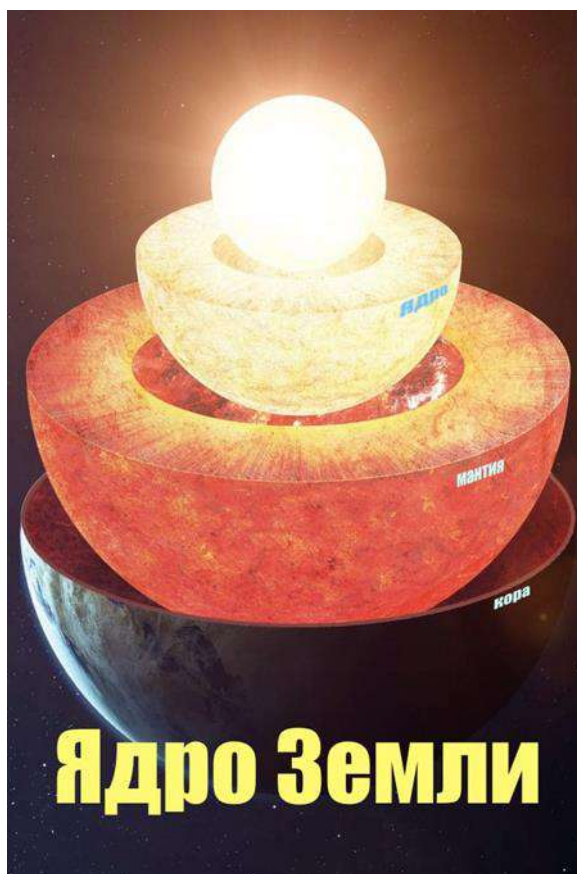
Исландия наиболее геологически активная часть ГСОХ. Плато Исландия длиной 763км представляет собой вздутие над плюмовым потоком мантийного вещества. Под действием спрединга дна океана западная и восточная части острова удаляются друг от друга – за 15 млн лет своего существования остров расширился на 400км. Если интенсивность вулканизм на острове спадет, то Исландия в процессе расширения распадется на два острова.

Плато сложено базальтами (90%), андезитами и риолитами неоген-четвертичного возраста. На острове две рифтовые долины. Восточная долина протягивается через всю территорию острова в меридиональном направлении, западная ответвляется от неё на юго-запад в центральной части Исландии.



Растяжение коры в рифтовых долинах Исландии приводит к появлению трещин, через которые изливаются лавы. После завершения излияний в трещинах затвердевает магма в виде даек долеритов – глубинного аналога базальта. Автор?

Александр Бабкин 2020



Ядро Земли – геосфера диаметром около 6940 км, расположенная на средней глубине 2900 км; **разделяется на жидкое внешнее ядро мощностью около 2250 км, твердое внутреннее ядро мощностью 920 км и твердое ядро радиусом около 300 км в центре планеты. Масса ядра – 1,8526 секстиллионов тонн (секстиллион – число с 21 нулями). Температура жидкого ядра предположительно достигает 3500 °С, твёрдого ядра – 6000±500 °С. Плотность в центре ядра может составлять 12,5 т/м³, давление – 3,7 млн атм (375 ГПа). Твердое состояние внутреннего ядра обусловлено большим давлением. Объём составляет 15% объёма Земли, масса – 31% её массы.**

Ядро вращается немного быстрее вышележащих геосфер Земли и, кроме того постепенно дрейфует на север относительно поверхности планеты.

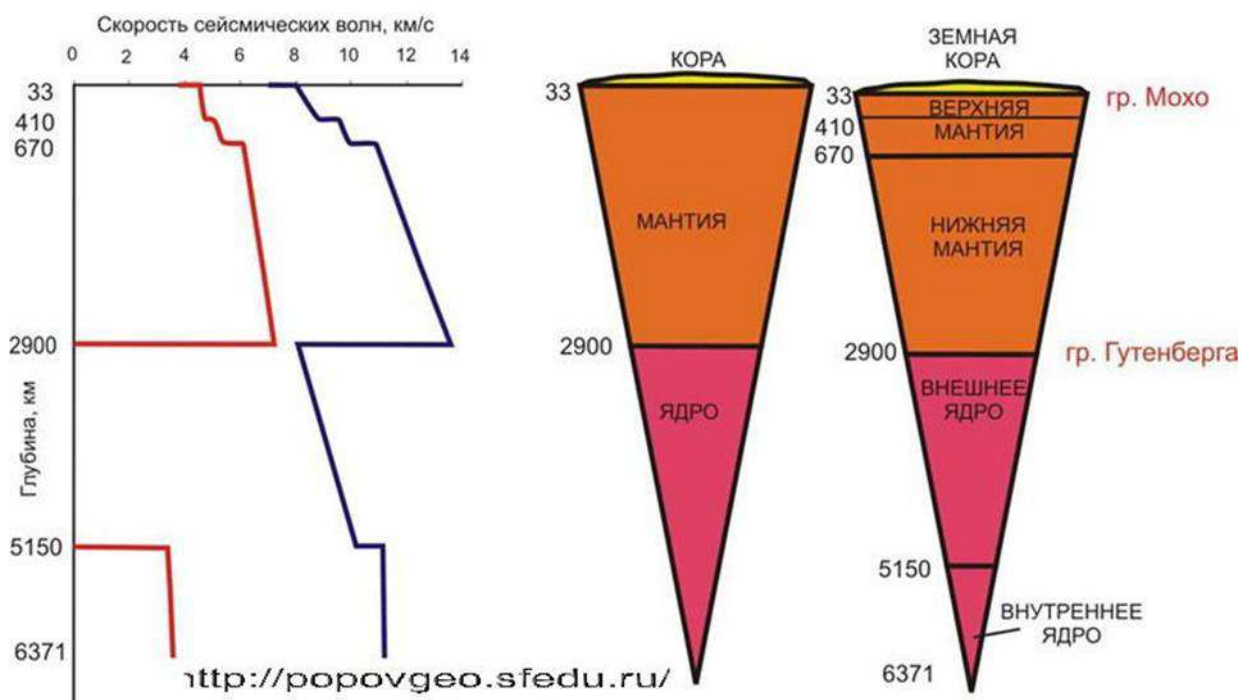
Существование у Земли ядра было доказано в 1897 году немецким сейсмологом Э. Вихертом, а глубина залегания (2900 км) определена в 1910 году американским геофизиком Б. Гутенбергом. Граница между мантией и ядром называется границей Гутенберга. Внутреннее ядро впервые обнаружено датским геофизиком Инге Леманн в 1936 году. В 2020 году австралийские ученые Дж. Стефенсон, Х. Ткальчик и М. Сэмбридж определили наличие в центре планеты еще одного твердого ядра диаметром около 650км, вероятно состоящее из железа другой структуры.

Вся информация о земном ядре получена путем интерпретации геофизических исследований, опирающихся на данные распространения сейсмических волн.

Сейсмотомография

После мощных взрывов возникают сейсмические волны – упругие колебания. Эти **колебания состоят из объёмных, которые проходят всю планет насквозь, и поверхностных – распространяющиеся близко к поверхности и зондирующие недра на глубину до сотен**

километров. Объемные волны делятся на продольные и поперечные. Продольные или первичные волны (Р-волны) имеют большую скорость распространения, чем поперечные более медленные (вторичные S-волны). Поперечные волны обладают важной особенностью – они распространяются только в твёрдой среде.



Поперечные S-волны – красная линия; продольные P-волны – синяя

На границах сред с разными свойствами происходит преломление волн, и возникают отраженные и обменные волны. Изменение пути и скорости распространения сейсмических волн в недрах позволяют разрабатывать сейсмическую модель внутреннего строения Земли. Продольная Р-волна представляет собой звуковую волну. В поперечной S-волне смещения частиц среды происходят строго перпендикулярно направлению распространения волн в среде. Поперечные волны распространяются со скоростью 0,6 от скорости продольной волны и появляются в регистраторе позднее в виде второй наиболее заметной группы волн. **Скорости распространения волны Р в граните и воде составляют соответственно 5,5 и 1,5 км/с; скорость волны S в граните составляет примерно 3,0, а в воде не распространяются.**

Но S-волны вновь появляются в твёрдом внутреннем ядре, так как возникают при преломлении Р-волны на границе расплавленного и твёрдого ядра.

Кроме того состав ядра можно оценить исходя из геохимических соображений и высокотемпературных и высокобарических экспериментов по распределению элементов между расплавленным железом и силикатами.



Срез железного метеорита. Наиболее близкими веществу земного ядра являются железные метеориты, представляющие собой фрагменты ядер протопланет

Исследователи определили плотность жидкого железа и скорость распространения звука через него при чрезвычайно высоких давлениях. Кроме того из данных гравиметрии известна плотность ядра, и так как **плотность ядра примерно на 8% меньше, чем плотность железо-никелевого сплава, то предполагается, что ядро Земли содержит также кислород, серу, кремний, углерод, водород и фосфор.**

Механизм формирования ядра

Образование ядра это один из ключевых процессов в истории Земли. **Ядро является генератором конвективных течений в мантии – причины тектонической и во многом геохимической активности нашей планеты.** Выделение земного ядра сопровождалось возникновением системы интенсивных конвективных течений в мантии, сформировавших земную литосферу. Выделение ядра продолжается и в настоящее время: ежегодно в земное ядро переходит около 150 млрд тонн монооксида железа. Как предполагается формирование земного ядра растянулось приблизительно на 1,6 млрд лет – от 4 до 2,6 млрд лет назад.

После своего образования земное вещество претерпевало дифференциацию, не только из-за гравитации, но и в результате разогрева верхнего слоя Земли (несколько сотен километров), вызванного приливным воздействием Луны и тяжелой бомбардировкой астероидов. Соединения железа стекались к центру планеты, а легкие элементы поднимались вверх. При этом выделялось тепло за счет зонного разделения недр на слои и за счет радиоактивного распада элементов – процесс выделения ядра ускорялся.

Геохимический процесс выделения окислов железа в недрах планеты может выглядеть так (по Сорохтину и Ушакову, 2002): Для выделения окислов железа из вещества мантии недостаточно

только процесса распада силикатов, потому как еще надо вывести окислы железа за пределы кристаллической решетки силикатов в межгранулярные пространства. Такой механизм может быть связан только с диффузией когда на пути диффундирующих атомов существуют энергетические барьеры, позволяющие им перемещаться в одном направлении и затрудняющие возвратные движения. При диффузии из кристалла атомов железа и кислорода выделяется энергия, пропорциональная возникшему уменьшению суммарного объема вещества при данном давлении, а для обратной диффузии атомов в кристалл необходимо произвести дополнительную работу, направленную на преодоление давления и расширения вещества на ту же величину объема. Благодаря этому явлению атомы железа и кислорода, уже не могут вернуться обратно и должны постепенно накапливаться в межгранулярных пространствах.

Выделение железа из мантийного вещества, то есть химико-плотностная дифференциация мантии, сейчас развивается на глубине от 2000 км до поверхности ядра на глубине 2900 км. Со временем, по мере уменьшения концентрации окислов железа в мантии, глубина уровня выделения железа увеличивается.

Когда у границы ядра выделения окиси железа Fe_2O сливаются между собой в единую систему жидких пленок, обволакивающих отдельные кристаллы и зерна силикатов, начинается дезинтеграция мантийного вещества.

Конвекция вещества во внешнем ядре

Структура конвекции во внешнем ядре пока не известна. Под нисходящими конвективными мантийными потоками, должны возникать мантийные выступы, вдавленные в ядро, а под восходящими потоками, должны быть подъемы поверхности ядра и ядро действительно имеет свой рельеф, но неровности на его поверхности образуются и в результате конвекции вещества в самом ядре. Неровности на поверхности ядра имеют амплитуду до 6 км, что, вероятно, соответствует конвективным ячейкам – на месте впадин конвективные течения опускаются, на месте поднятий поднимаются. При этом формы и положение неровностей ядра и форма самого ядра постоянно изменяются.

В месте основного восходящего потока с поверхности внутреннего ядра (под Китаем и Россией), вещество расплавляется, в районе схождения и погружения потоков (под Европой и обеими Америками) – вещество кристаллизуется. Миграции конвективных течений во внешнем ядре определяют ход конвективных потоков в мантии.

Внутреннее ядро

Внутреннее ядро не однородно – сейсмические волны проходят через некоторые его части с разной скоростью. Внутреннее ядро асимметрично в направлении восток-запад, что объясняется плавлением одного полушария и кристаллизацией в другом. Намагниченность кристаллов в центральном ядрышке внутреннего ядра также имеет направленность восток-запад в отличие от намагниченности остального вещества ядра в направлении юг-север. Свойства поверхности внутреннего ядра отличаются от внешнего с шагом в 1 км. Угловая скорость вращения внутреннего ядра больше угловой скорости вращения земной поверхности приблизительно на 1 градус в год – то есть поверхность Земли отстает от вращения поверхности внутреннего ядра.

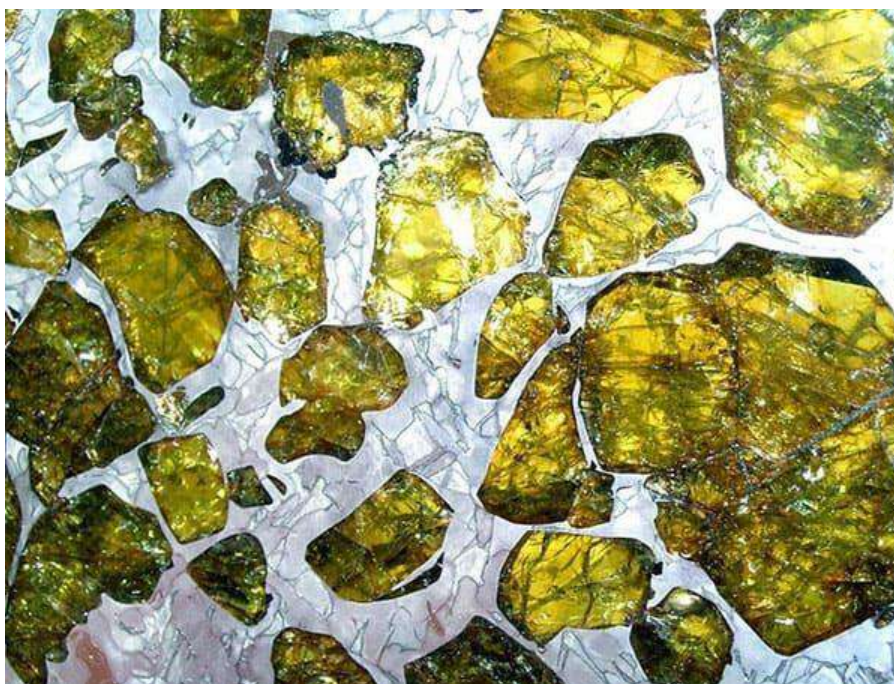
Электромагнитное поле Земли

Динамические процессы вблизи границ между мантией и внешним и внутренним ядром вызывают эффект «магнитного динамо», которое генерирует магнитное поле Земли. **Взаимодействие конвективных потоков ядра и мантии, а также взаимодействие внешнего ядра с твердым ядром, которое вращается быстрее внешнего ядра – являются основными источниками генерации главного магнитного поля Земли.**

Дрейф на запад со скоростью 0,2 град картины магнитного поля на поверхности ядра может означать широтное течение жидкости внешнего ядра. Вероятно, это явление является еще одним механизмом генерации магнитного поля, работающим при повороте жидкого проводящего вещества относительно мантии.

Кроме конвективных потоков, охватывающих всю мантию и внешнее ядро, существуют пограничные ярусы конвекции, происходящей из-за разности температур на границе с твердой частью ядра и на границе с мантией. Помимо тепловой конвекции, существует и композиционная, при которой легкие элементы выделяются в жидкой сфере и на границе твердого ядра и поднимаются вверх.

Другая составляющая движения в жидкой фазе ядра — **сила Кориолиса**, возникающая из-за вращения Земли вокруг своей оси. Силы Кориолиса закручивают в спирали потоки расплавленного металла (столбы Тейлора) во внешнем ядре, отводящие тепло от внутреннего ядра. Благодаря трению слоёв они приобретают электрический заряд, формируя контурные токи. Так создается магнитное поле, которое при благоприятной геометрии течений усиливает начальное поле. Первичные (по/против часовой стрелки) и вторичные (вертикальные сходящиеся/расходящиеся на экваторе) потоки вытягивают и поворачивают линии магнитного поля, превращая азимутальную компоненту в меридиональную и затем обратно.



Палласит – метеорит, состоящий примерно на 50% из кристаллов оливина и перидота и на 50% из сплава железа с никелем. Палласиты, являются осколками внешнего ядра протопланет



Иссык-Кульская впадина расположена на Северном Тянь-Шане; протянулась на 242км в широтном направлении, считая от подножия хребтов; в меридиональном – на 72 км. Впадина заполнена озером Иссык-Куль – 180 на 60 км с максимальной глубиной – **702м**, что превышает глубину некоторых морей: например, Балтийского, чья наибольшая глубина – 470м; Баренцева – 600м; Карского – 620м; Желтого – 106м; Гудзонова залива (море Хадсона) – 258м; Персидского залива – 102м.

Впадину с юга окаймляет хребет Терской Алатоо с максимальной высотой 5280м; с севера – хребет Кунгей Алатоо высотой до 4770м. Перепад от вершины Каракол – 5280м до глубочайшей точки впадины составляет 4380м (уровень озера находится на высоте 1600м над ур. океана).

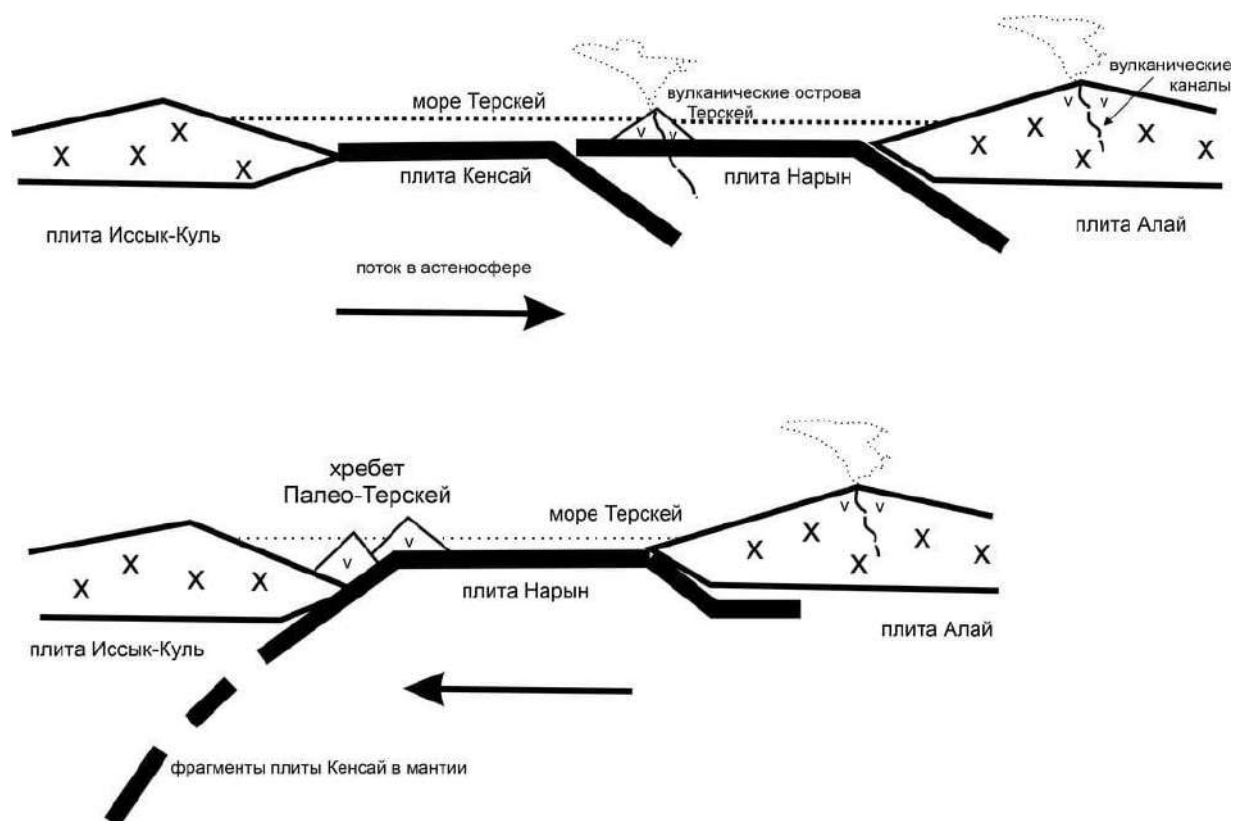
Глубина впадины среди достаточно значительных по высоте гор обусловлена древней геологической историей формирования Тянь-Шаня.

Предистория

Около 700-600 млн лет назад крупный остров Иссык-Куль, отделялся **морем Терской от Алай-Таримского острова**, из которого в будущем сформируется Южный и Внутренний Тянь-Шань.

В Терском море находилась вулканическая **островная дуга**, которая разделяла море на Нарынскую и Кенсайскую котловины. В начале ордовика около **480 млн лет назад Кенсайская котловина закрылась с присоединением островной дуги к острову Иссык-Куль**. После этого началось погружение (субдукция) океанической коры Нарынской котловины под Иссык-Кульский остров.

Островная дуга образовала древний хребет Палео-Терской, а в месте сочленения и погружения коры Кенсайской котловины под южную окраину Иссык-Куля образовался глубоководный желоб. В свою очередь **погружение Нарынской плиты Терского моря обновило формирование палеозойского вулканического хребта Палео-Терской и к концу периода море закрылось**.



Обломки субвулканических пород Палео-Терсей составляют основную массу в плиоценовых отложениях современного Терсей Алатоо

Так в общих чертах произошло рождение палеозойского Тянь-Шаня, где на месте моря Терсей образовался хребет и горная Нарынская впадина, заполненная давно исчезнувшим Нарынским

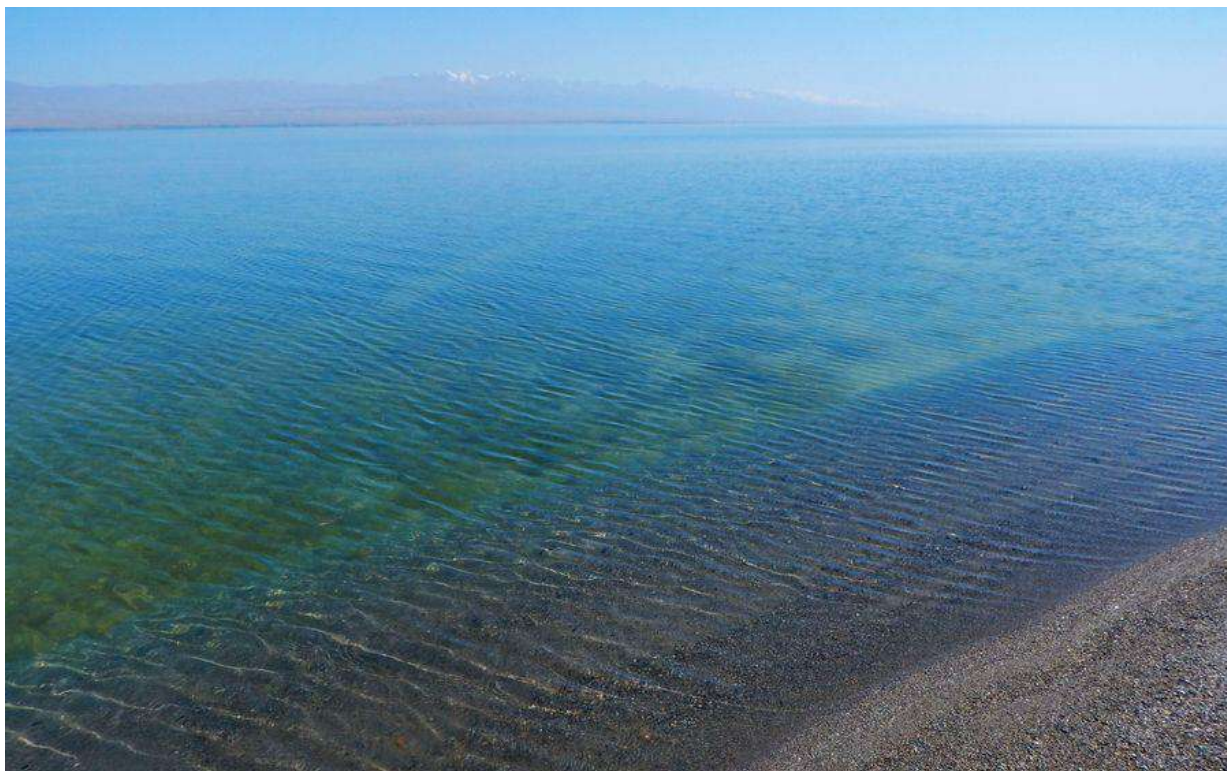
озером, в то время как Иссык-Кульская плита представляла собой предгорную равнину с озером на месте глубоководного желоба у северного подножия хребта Палео-Терской.

В мезозое и в палеогеновом периоде кайнозойской эры на протяжении 270 млн лет палеозойский Тянь-Шань большей частью разрушался почти до полного выравнивания. В конце эпохи олигоцена 25 млн лет назад на Тянь-Шане возобновилось горообразование в связи с конвективным потоком под литосферой (земная кора и верхний слой мантии), пришедшим с юга и который привел Индостанскую плиту к дрейфу и столкновению с Евразийской плитой.

В олигоцене Палео-Терской получил пока еще небольшой импульс к росту, а Иссык-Кульская плита продолжала оставаться в спокойном платформенном состоянии. В ту эпоху предгорная впадина на юге плиты под северным подножием хребта давно была засыпана обломочным материалом с почти полностью разрушенных гор, но в следующую миоценовую эпоху в промежутке 23-10 млн лет тектонические процессы, вызванные разогревом земной коры от Индостанского потока разогретого глубинного вещества, активизировали горообразовательные процессы на Иссык-Куле, что явилось причиной формирования современной впадины.

Формирование впадины в миоцене, плиоцене и плейстоцене

В миоценовую эпоху образовалось вытянутая в субширотном направлении впадина на юго-востоке и юге Иссык-Кульской равнины, что произошло по всей вероятности в связи с наследием тектонического строения участка литосферы, сформированного в ордовикском периоде 480 млн лет назад. В то же время на северо-западе равнины образовалось озеро меньших размеров у юго-западного подножия холмов Кунгей – будущего хребта Кунгей-Алатоо.



Кунгей Алатоо с западного берега Иссык-Куля

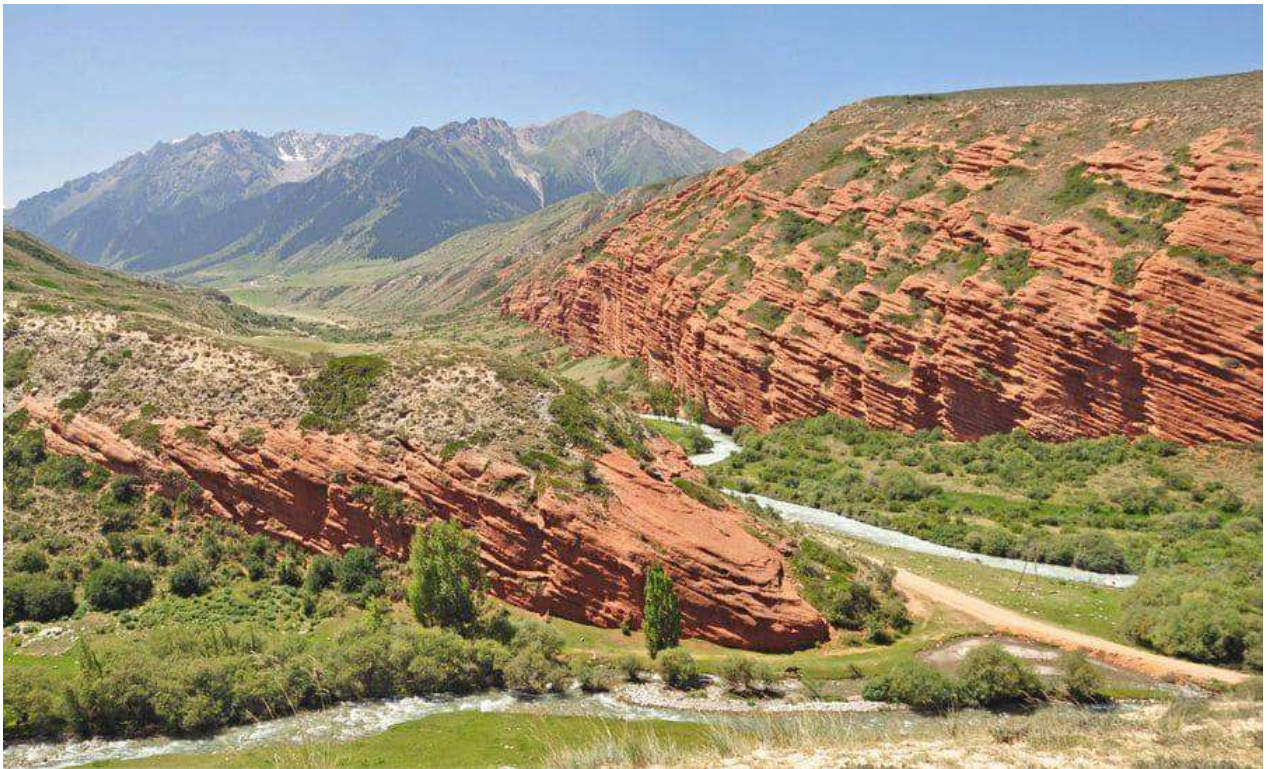
Равнина постепенно углублялась с образованием к концу эпохи 6 млн лет назад единого озера Палео-Иссык-Куль, имевшее сток на запад в Чуйскую впадину с одноименным озером и, возможно сток или пролив в районе Кегенского прохода в Илийское озеро, заполнявшего Илийскую долину.

В середине плиоцена около 4 млн лет назад прогибание Иссык-Кульской впадины усилилось с одновременным ускорением роста хребтов Кунгей и Терской Алатао, опоясывающих озеро с юга и севера. В то время Иссык-Куль превышал по площади современное озеро – ширина водоема была больше на 15-17 км, но глубина еще была значительно меньше. Кроме того в связи поднятием окружающих гор впадина сомкнулась и Иссык-Куль стал бессточным солоноватым озером.

Конец плиоцена характеризуется образованием средне-обломочных серых конгломератов, отлагавшихся в предгорьях и на дне озера, что свидетельствует об усилении горообразования и увеличении амплитуды высот между хребтами и дном впадины. Увеличивались не только абсолютные высоты гор, происходило и расширение площади хребтов на юг и север, в результате чего озеро сужалось и отступало в центральную часть депрессии под напором подъема краевых частей Кунгей и Терской Алатао.



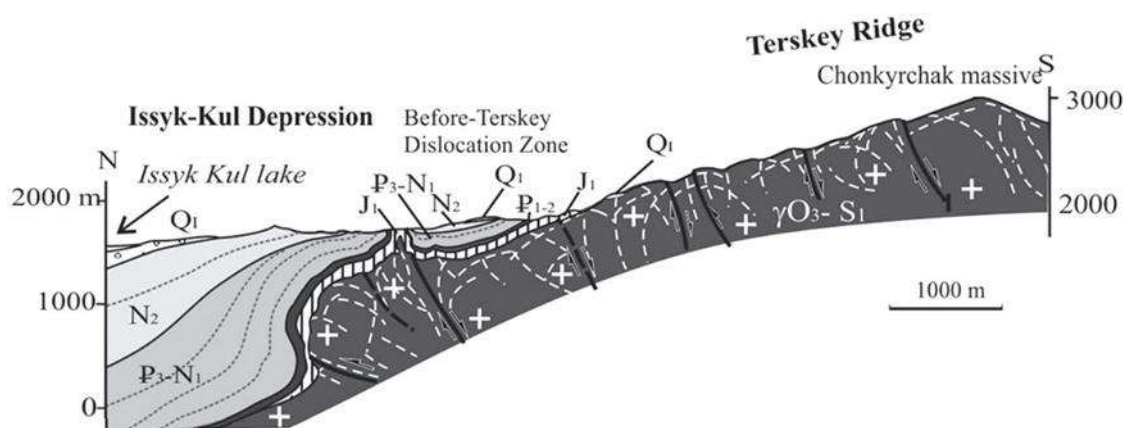
Тюпский (на дальнем плане) и Джергаланский заливы с Терской Алатао. Площадь хребтов увеличивается за счет сужения впадины. Сближение хребта с впадиной идет со скоростью 3мм в год



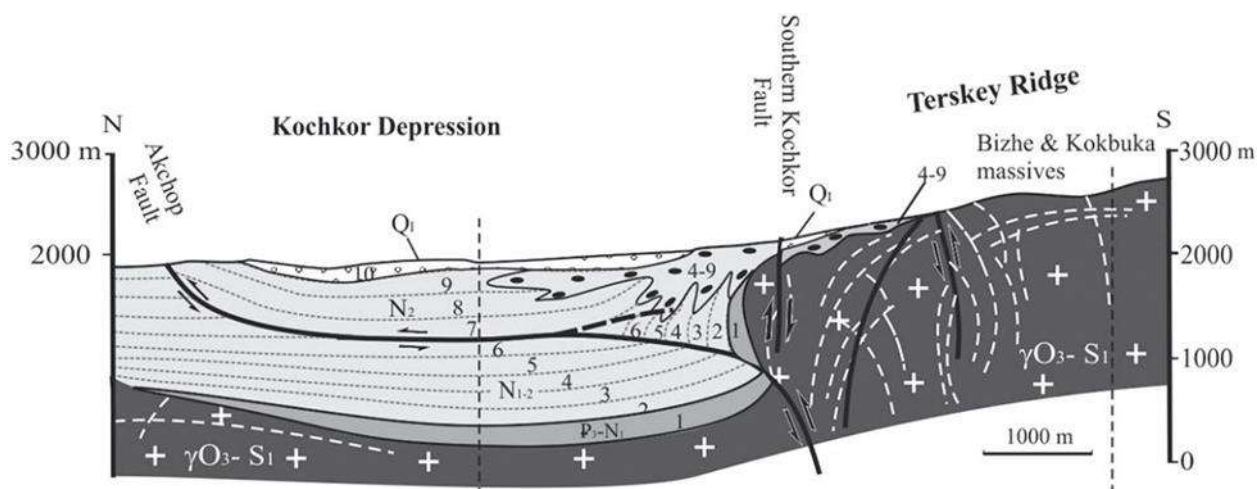
Плиоценовые конгломераты и брекчии в долине Джууку в Терской Алатао

С начала плейстоцена около 2,6 млн лет назад произошел очередной тектонический импульс горообразования в Северном Тянь-Шане – на плиоценовый мелко- и средне-обломочный осадочный материал стали отлагаться крупно-обломочные валунно-галечники. Плиоценовые и ранне-плейстоценовые отложения, **залегая большей частью согласно**, пока сохраняли слабо-наклонное положение, свидетельствующее о еще не сильных вертикальных подвижках земной коры региона до середины плейстоцена. Крупные валуны первых 800 000 лет эпохи сносились из срединной осевой части хребта Терской и в меньшей степени Кунгей Алатао, где на поверхность начали интенсивно выходить граниты глубинных частей коры, образованные еще в палеозойскую эру.

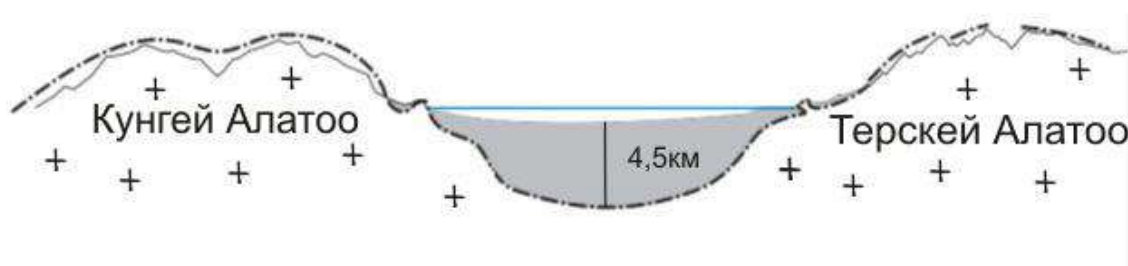
К середине эпохи 1 800 000 лет назад начался наиболее мощный тектонический этап в истории Иссык-Кульской впадины – подъем интрузивных масс пород (преимущественно гранитов), охвативший почти всю площадь Северного Тянь-Шаня. В это же время иссык-кульская депрессия с ускорением прогибалась, опережая темпы осадконакопления на дне впадины. При этом продолжал сохраняться общий план депрессии – самая глубокая часть озера по-прежнему находилась в южной части в 12 км от южного берега. Этот усиленный тектонический этап продолжается и до настоящего времени в режиме чередующихся активных импульсов и периодов затишья.



Разрез Иссик-Куль – Терской Алатоо



Разрез Кочкорская впадина (к юго-западу от Иссик-Куля) – Терской Алатоо. «Тектоническая структура и развитие переходных зон «впадина/поднятия» Северного Тянь-Шаня» Е.С. Пржиялговский, Ю.А. Морозов, М.Г. Леонов, А.К. Рыбин, Е.В. Лаврушина



Впадина выполнена мезозойскими и, главным образом, кайнозойскими отложениями, суммарная мощность которых, по данным сейсмопрофилирования, в центральной части достигает 4,5 км. В основании осадочного чехла расположена кора выветривания, сформированная по породам метаморфического и магматического палеозойского фундамента. На коре выветривания залегают нижнеюрские угленосные терригенные отложения и глинисто-гравийные образования палеоцена–эоцена (до 400 м), в значительной степени сформированные за счет перемыва коры выветривания. Далее вверх по разрезу согласно или с размывом располагается красочетная толща (до 500 м) олигоцена и нижнего миоцена, которая надстраивается переслаиванием розово-коричневых песчаников,

конгломератов и брекчий плиоцена (до 700 м), составляющих основной объем осадочного выполнения впадины. Выше согласно или с небольшим несогласием отлагались нижне-плейстоценовые валунно-галечники, еще выше с обширным размывом отложений миоцена, плиоцена и нижнего плейстоцена и с резким несогласием залегают средне- и верхне-плейстоценовые крупно-обломочные валунники (до 300 м)

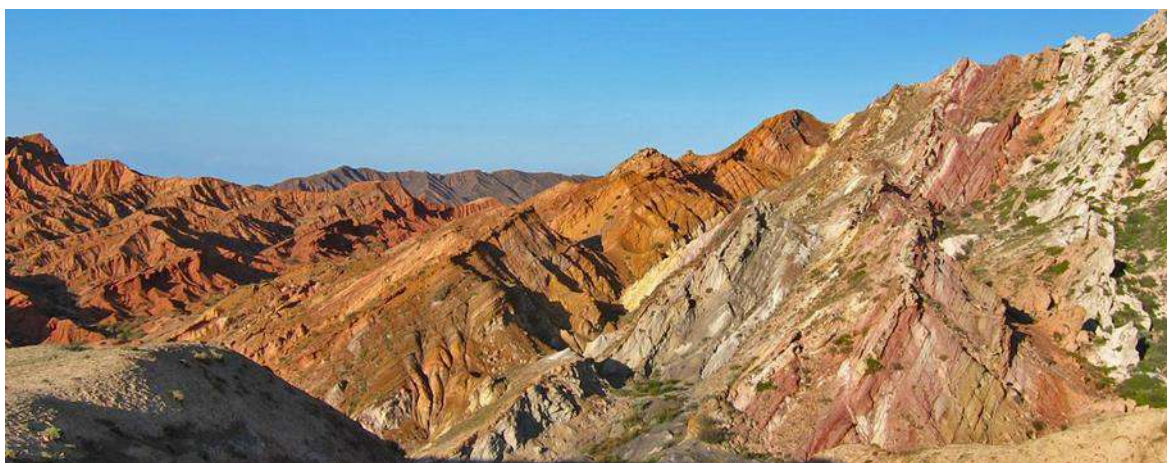
Расширение иссык-кульских хребтов перпендикулярно широтной оси Терской и Кунгей Алтоо происходило как за счет поднятия магматических масс (в основном гранитов) на окраинах впадины, так и за счет надвигов на осадочные толщи.

В столь больших объемах граниты ведут себя пластично и деформируются по законам гранулированных тел с интенсивной дезинтеграцией на мега- и микроуровнях. Для иссык-кульских гранитов характерны разнонаправленные трещинно-разломные системы, брекчирование, катаклаз (однонаправленная деформация породы на уровне кристаллических зерен) и т.п. Крупные объемы недеформированных гранитов в пределах горных систем, приуроченных к впадине, отсутствуют.

Пространственное перераспределение горных масс происходило с перетоком из областей относительного сжатия в области относительной разгрузки – декомпрессии, то есть шло выжимание (протрузии) гранитных тел в направлении меньшего литостатического давления в сторону Иссык-Кульской впадины. Тектоническое течение, сопровождалось широтными сдвигами большей частью в западном и юго-западном направлении.

Общая тектоническая картина формирования Иссык-Кульской котловины и сопряженных с ней поднятий связано с пластичным перераспределением гранитных масс –воздыманием в срединных областях горных поднятий и реверсным нагнетанием масс пород в стороны от срединных части хребтов навстречу перемещению блоков пород со стороны впадины (смотрите схему).

В последние 3 млн лет рельеф вертикальный размах смещений достиг 9 км.



Неогеновые и палеогеновые отложения у подножия Терскея. Автор? Надвиги осадочных отложений от озера в сторону хребтов указывает на обстановку регионального растяжения дна впадины встречного надвигом горных масс

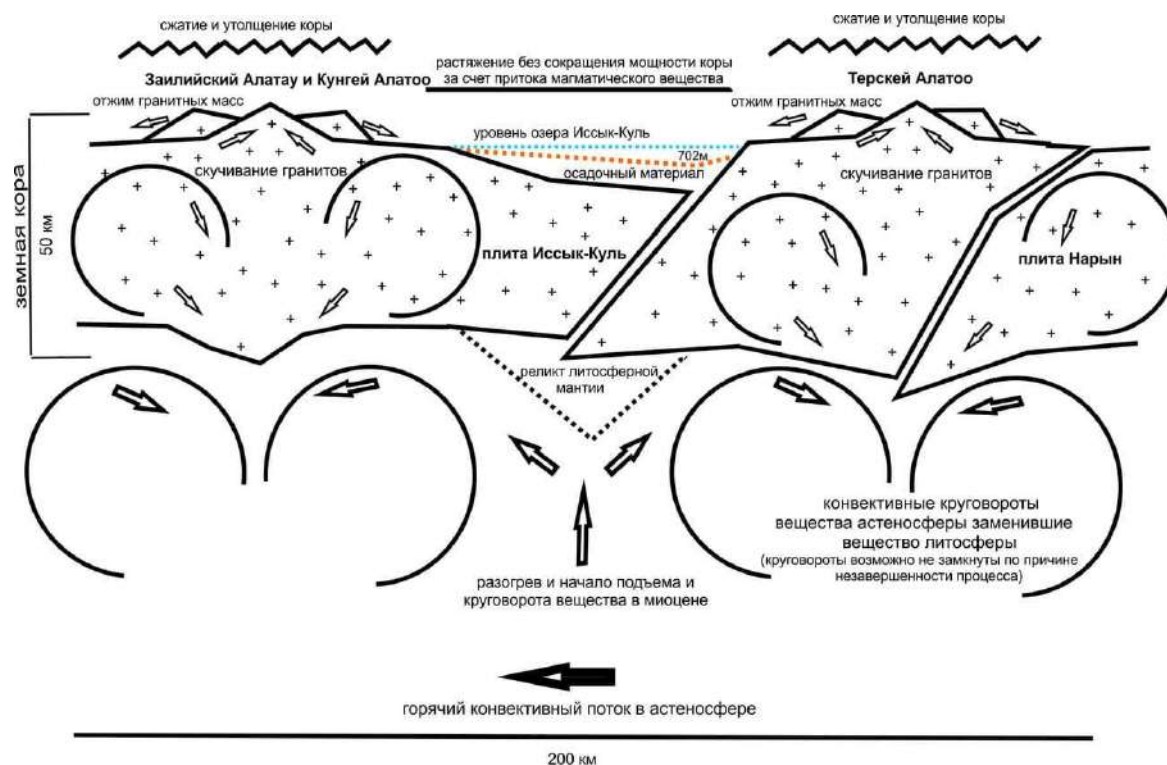


Схема формирования Иссык-Кульской впадины и хребтов Терской и Кунгей Алатоо за счет образования валиковой конвективной системы в астеносфере и коре

Однако подъем горных вершин иссык-кульского обрамления выше 5км над уровнем моря только за счет тектонического выжимания был бы невозможен без **подъема кровли частично расплавленной астеносферы мощностью около 100-120км, подстилающей литосферу региона.** Судя по сейсмическим данным, под хребтами граница астеносферы достигает подошвы земной коры, а под межгорными впадинами она отделена от нее линзами твердой литосферной мантии.

Замещение разогретым веществом астеносферы более плотной мантийной части литосферы сопровождается вздутием астеносферы и поднятием земной коры. Величина поднятия пропорциональна квадрату толщины слоя замещенной мантийной литосферы.

Геохимия на контакте астеносферы и литосферы

Разогретая струя астеносферного вещества достигла Иссык-Кульского региона в миоцене, а в плейстоцене уже произошел полный разогрев этого участка коры с возникновением конвективного круговорота коровых масс. Поэтому дополнительное поднятие за счет разуплотнения низов коры проявилось с конца миоцена, когда к подошве иссык-кульской литосферы подошли крупные порции разогретого вещества Индостанского потока. Растекаясь вдоль подошвы литосферы, это вещество, содержащее значительный объем активных газовой-жидких флюидов, прогревало литосферу Северного Тянь-Шаня.

Инфильтрация флюидов в мантийную часть литосферы резко понизила ее вязкость и ослабленная в ходе новейших деформаций литосфера расслоилась по поверхностям градиента

деформационных свойств. **Отслоенная мантийная часть литосферы погружалась и конвективно замещалась веществом горячей и менее плотной астеносферы**, что привело к быстрому воздыманию хребтов Тянь-Шаня в последние 2 млн лет.

Под корой крупных впадин сохранились реликтовые линзы литосферной мантии, что вероятно обусловлено образованием ловушки из конвективных потоков, приведшей к консервации такой линзы.

После погружения тяжелой мантийной части литосферы вблизи нижней границы коры, оставшиеся метаморфизированные породы основного (базальтового) состава с плотностью, меньшей плотности астеносферы испытали преобразования при пропитке флюидными потоками, которые привели к частичному разуплотнению пород, усилившему воздымание.

Например, поднятие Центрального Тянь-Шаня, обусловленное его сжатием, начиная с олигоцена до начала плиоцена составляло около 1км, а поднятие, обусловленное подъемом астеносферы, могло достигать 2км. Мощность коры под ЦТШ изменяется от 45 до 64 км. Столь высокая мощность не могла быть достигнута только утолщением при сжатии коры.

Коллизионное сжатие коры обеспечило почти 1 км новейшего поднятия Терской Алатау, замещение литосферной мантии астеносферой – 1,5 км и возможное разуплотнение пород в низах коры – 400-500м. В сумме это привело к формированию горного сооружения с тремя вершинами превышающими высоту 5км. В конце четвертичного периода, когда в полной мере проявились все тектонические факторы, вклад тектонического выжимания в рост гор оценивается примерно в 30%.



В каньоне Ирдык, Терской Алатау. Ускорение поднятия коры выразилось увеличением скоростей эрозионного вреза с образованием современных глубоких ущелий, разрастанием площади хребтов и огрубением новейшего осадочного материала, выносимого с гор



Средне-плейстоценовые крупно-обломочные валунно-галечники на плиоценовых отложениях. Терской Алатоо



Плейстоценовые конгломераты на дне Покровского залива



Александр Бабкин 2022