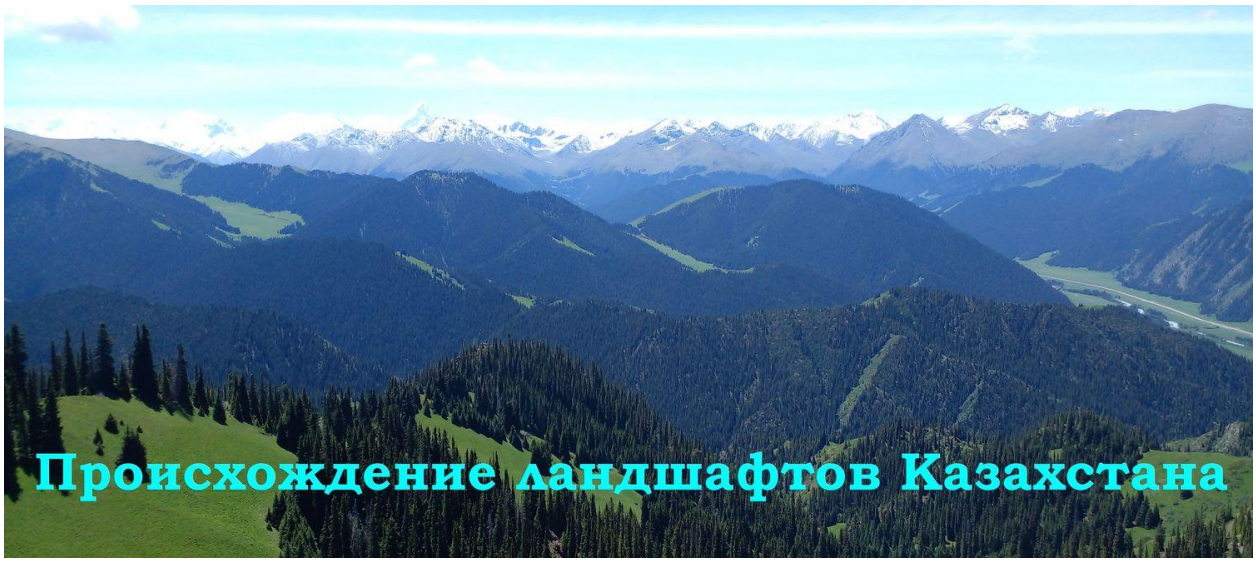


Основы геологии в популярной форме, обзор истории формирования планеты Земля и краткие истории возникновения самых замечательных ландшафтов Казахстана

Автор иллюстраций без указания авторства – А.Г. Бабкин

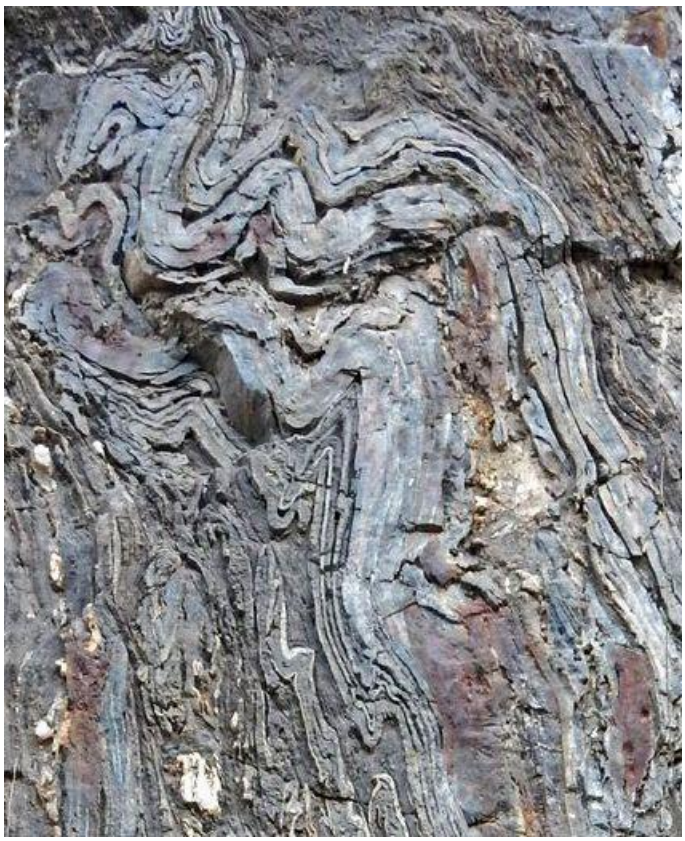
Введение

В сравнении с историей Земли, жизнь человека настолько коротка, что в её пределах изменения земной поверхности почти не заметны, как будто секундная стрелка геологического времени остановилась. На самом деле в масштабах существования планеты, а это около 4 миллиардов 600 миллионов лет, лик Земли неоднократно менялся самым кардинальным образом. На месте океанов поднимались горы с обледенелыми вершинами, там, где произрастали непроходимые джунгли, появлялись обширные песчаные пустыни. Хватило примерно 40 миллионов лет, чтобы с морского дна поднялись высочайшие в истории Земли горы – Гималаи, и такого же промежутка времени хватит до их полного разрушения.

Земная **литосфера**, **состоящая из верхнего слоя – земной коры и нижнего слоя – самого верхнего твердого слоя мантии** раздроблена на плиты. Эти плиты плавают по вязкой мантии как лед в полярных морях. **Материки – древние плиты, имеющие очень сложное строение, сформировались миллиарды лет назад. Они перемещаются среди тонких недолговечных океанических плит, раскалывая и подминая их под себя**. **Океанические плиты имеют более простое строение и имеют максимальный возраст около 180 млн. лет, так как все более древние плиты океана погрузились в глубины мантии**. Иногда океаническая плита

наползает на континентальную плиту или «приваривается» к ней и становится частью континента в виде экзотических комплексов – **офиолитов**. Когда сталкиваются континенты, они также сминаются и раскалываются. Нередко и они надвигаются или смыкаются друг к другу. Бывает, одна континентальная плита погружается под другую и, подобно океаническим плитам, навсегда исчезает в глубоких недрах Земли.

Мы видим, как растения взламывают асфальт и раздвигают камни. Под постоянным направленным давлением вне представимого человеческому разуму геологического времени, камень ведет себя подобно пластилину, то есть он достаточно мягок, чтобы сминаться, и достаточно тверд, чтобы трескаться и ломаться. Сминаются любые породы, но особенно это характерно для осадочных и метаморфических пород.

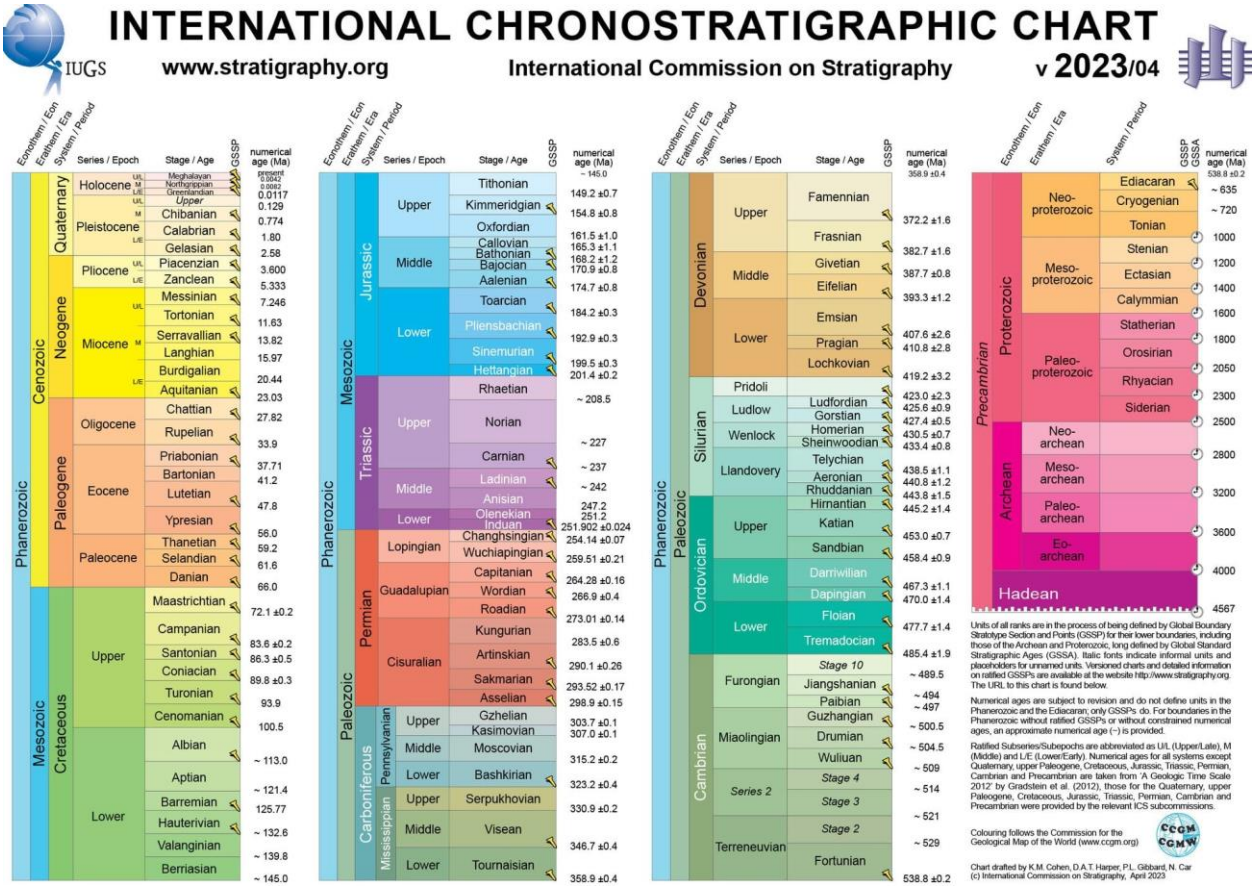


Смятые осадочные слои вендского периода. Джунгарский Алатау

Геохронология. На основе свойства неустойчивых элементов или иначе радиоактивных изотопов самопроизвольно распадаться на два других элемента с меньшей атомной массой, появились изотопные методы определения возраста пород. Изотопы – это разновидности химических элементов, у которых ядра атомов отличаются числом нейтронов, но содержат одинаковое число протонов и поэтому занимают одно место в периодической системе элементов. Почти все элементы имеют различное число изотопов. У радиоактивных изотопов число нейтронов больше, чем протонов. Скорость распада таких элементов неизменна и не зависит от

внешних условий. Ясно, что возраст Земли равен, как минимум, возрасту самых древних пород – наиболее же древние породы определены в Канаде, в местечке Акаста (Acasta), к западу от моря Хадсона (Гудзонов залив) – это гнейсы возрастом 4 млрд. лет.

История Земли, возраст которой был определен в 4 миллиарда 567 миллионов лет с помощью изотопного анализа (распад урана и тория), измеряется геохронологической шкалой. Геохронологическая шкала – это шкала времени. Ее подразделения – эон, эра, период, эпоха, век. Стратиграфическая шкала – это шкала комплексов горных пород, образованных в соответствующий отрезок времени геохронологической шкалы. Ее подразделения эонотема, эратема, система, отдел, ярус. Существует Международная геохронологическая и стратиграфическая шкала и шкалы отдельных стран.



Геотектоника и геодинамика

Геотектоника – наука о строении, движении и деформации литосферы. Литосфера, которая включает земную кору и верхний слой мантии, состоит из относительно жестких плит способных к перемещению под действием конвективных потоков в нижележащей мантии. Литосферная

плита в целом ведет себя как тело со своей геологической историей, но в тесном взаимодействии с другими плитами.

Мощность коры значительно колеблется. Толщина океанической коры – 5-15км; толщина континентальной коры – 30-40км в равнинных областях и до 80км в горных областях. Мощность литосферного слоя мантии весьма неравномерна – под океанами в среднем 50км, под континентами в среднем 100км.

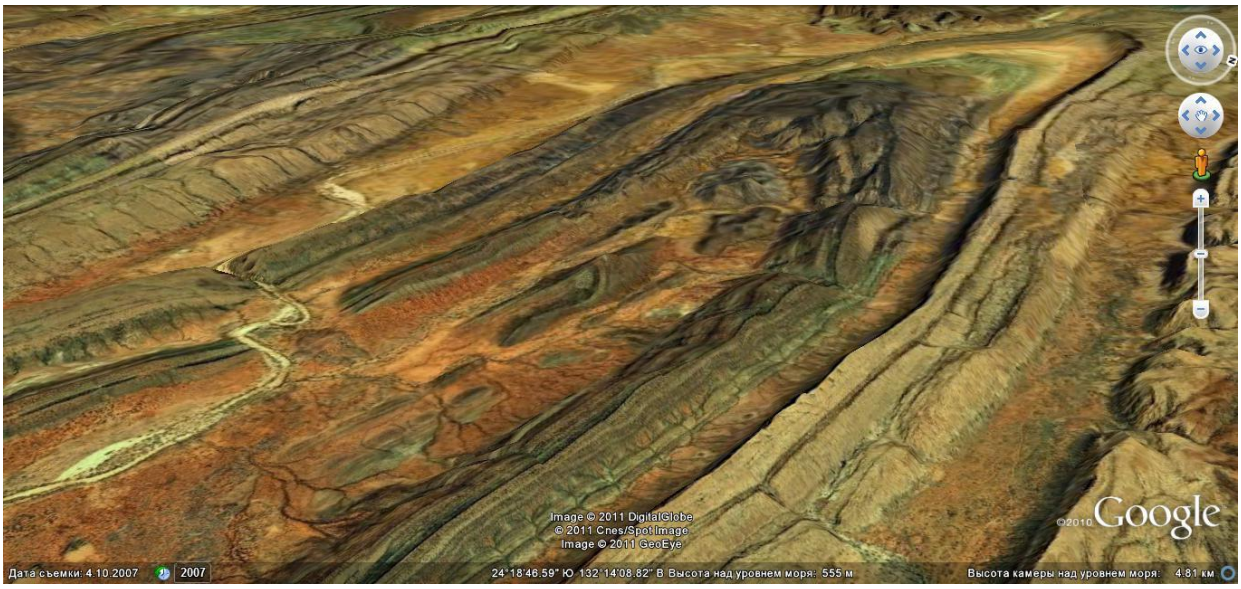
Литосфера имеет сложную неоднородную структуру, которая часто изменяется путем деформаций, сопровождаемые изменениями в своем геохимическом составе. Деформации выражаются в складчатости, разрывах, инъективных (внедрения) нарушениях.

Западная Канада

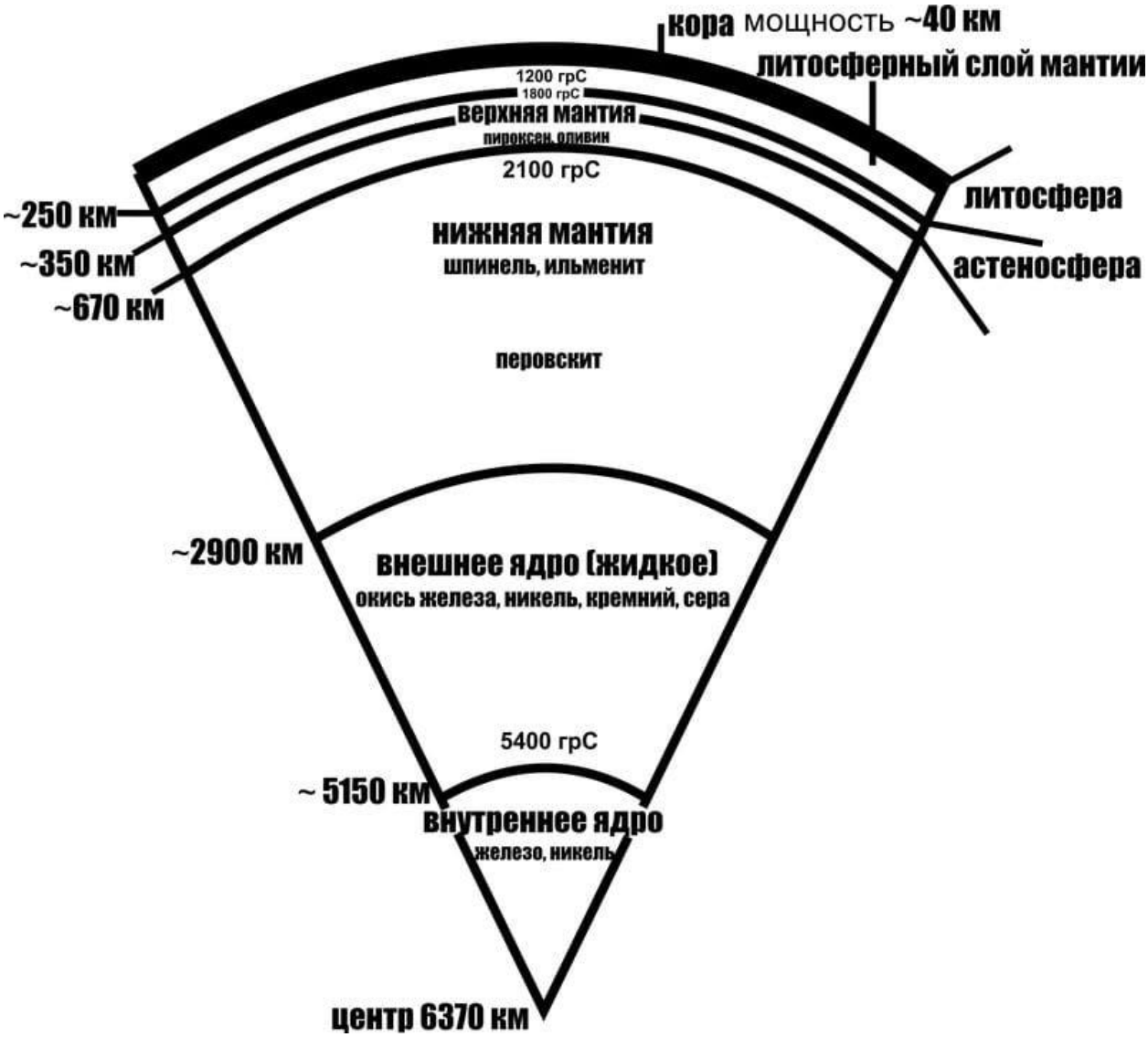
Силы, которые приводят к изменению состава и строения литосферы изучает геодинамика. Раскрытием механизма тектонических деформаций однородных и структурированных тел занимается *тектонофизика*. На деформацию тела влияют его физические свойства, температура внешней среды, наличие жидкости, направление внешнего давления, скорость деформации. Повышение скорости деформации приводит к увеличению сопротивления пород и понижению их пластичности, и наоборот более медленная деформация повышает пластичность тела. Поэтому **породы, ведущие себя как хрупкие тела, при медленном действии напряжений значительно деформируются**. Свойство ползучести пород значительно влияет на образование складок в структурированных телах. После прекращения действия сминающих сил структурированное

геологическое тело даже при незначительной деформации сохраняет свое деформированное состояние.

Складчатость силурийских морских отложений на берегу Балхаша



Складка в Центральной Австралии



Верхняя мантия, чей самый верхний слой является нижней частью литосферы, имеет мощность около 630км. Нижняя мантия начинается с глубины около 670км.

Согласно экспериментам по поведению вещества при давлениях отвечающим мантийным – верхняя мантия состоит из оливина, шпинели, пироксена и граната; нижняя мантия сложена перовскитом. На глубине порядка 2900 км находится граница ядра и мантии. Центр ядра и всей Земли находится на глубине 6370 км. Внешняя часть ядра, по данным сейсмологии, является жидкой, а внутренняя – твердой. Состав ядра принимается железным, но по экспериментальным данным допускается примесь никеля, серы и кислорода чтобы объяснить пониженную плотность ядра по сравнению с определенной для чистого железа.

В мантии и во внешнем жидком ядре происходит конвекция вещества. Взаимодействие конвективных потоков ядра и мантии, а также взаимодействие внешнего ядра с твердым ядром, которое вращается быстрее, чем остальная Земля – являются основными **источниками генерации главного магнитного поля Земли**. По данным сейсмотомографии,

поверхность ядра является неровной и образует поднятия и впадины с амплитудой до 5-6км, что, вероятно, соответствует конвективным ячейкам мантии – на месте впадин конвективные течения опускаются, на месте поднятий поднимаются. При этом формы и положение неровностей ядра и форма самого ядра постоянно изменяются.

Часть поверхности внешнего ядра, которая находится под Китаем и Россией плавится, а в той части, которая находится под Европой и обеими Америками ядро кристаллизуется, что возможно объясняется структурой главного конвективного потока ядра.

В месте основного восходящего потока с поверхности внутреннего ядра, вещество расплавляется, в районе схождения и погружения потоков – вещество кристаллизуется.

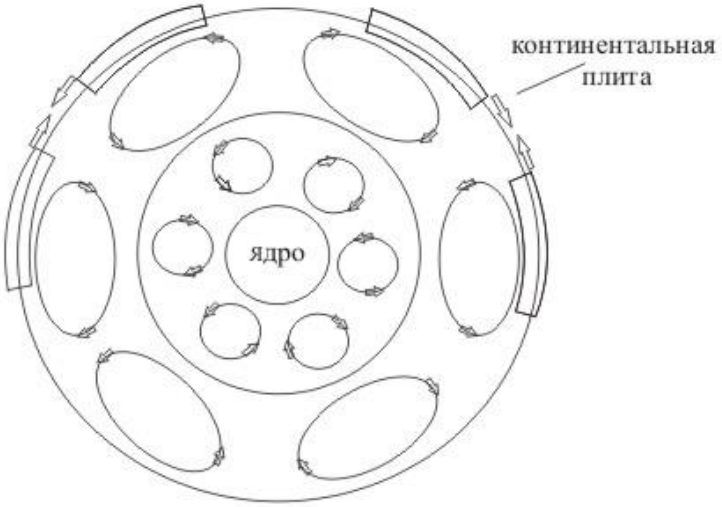
Миграции конвективных течений во внешнем ядре определяют ход конвективных потоков в мантии. Кроме того, предположительное отклонение вращения ядра в северо-западном направлении является опосредованной причиной формирования рельефа и географии дна океанов.

Структура конвекции во внешнем ядре пока не известна.

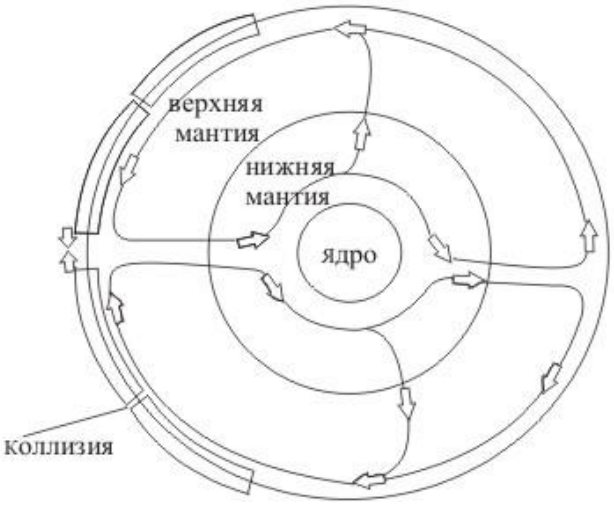
Конвекция в мантии вызвана в основном процессом высвобождения из мантии железа и железных соединений и стеканием их к ядру, то есть температурно-плотностной и химической неоднородностью вещества мантии. Такая зонная дифференциация железа сопровождается значительным тепловыделением, превышающим количество тепла, выделяемого при радиоактивном распаде элементов в мантии. В процессе гравитационной дифференциации потенциальная энергия преобразуется в кинетическую энергию молекул, то есть выделяется тепло.

Вероятно, схема мантийной конвекции 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. Однако в переходный период, как в настоящее время, конвекция под океанами имеет общемантийный характер – от ядра до коры, а под материками конвективная система двух-уровневая – в верхней мантии и в нижней.

Двухъярусная система конвективных течений



Общемантийная система конвективных течений
и формирование суперконтинента



Предполагается, что в истории планеты было 4 смены двухъярусной конвекции на общемантийную конвекцию и во время каждой смены начинал формироваться суперконтинент.

Конвекция земных недр образовалась в раннем архее после начала формирования ядра и разогрева мантии до температуры, позволяющей веществу циркулировать. Конвективные потоки постепенно охватывали всю мантию по мере ее разогрева. При этом сама мантия из-за высокого давления остается твердой, но достаточно пластичной. **Первоначально образовалось несколько восходящих и нисходящих потоков (аваланши) мантийного вещества. В местах (ячейках) схождения и погружения в глубины мантии конвективных течений формировались первые участки континентальной коры путем скучивания и торошения тонких**

базальтовых пластин, то есть плит ранней океанической коры. Первые участки континентальной коры подвергались различным видам метаморфизма и здесь же впервые проявлялся гранитоидный магматизм. В это время образовалось около 75% всей существующей сегодня континентальной коры планеты.

В позднем архее режим конвекции сменился. Система с множеством восходящих и нисходящих потоков сменилась системой с несколькими восходящими потоками и **одним нисходящим потоком – суперaваланшом**. **В ячейке над нисходящим суперпотоком собрались и спаялись все раннеархейские континентальные плиты. Так на рубеже архея и протерозоя сформировался первый суперконтинент Земли – Моногея.**

Затем общемантийный круговорот вещества распался на двухъярусную конвекцию с множеством круговоротов в обоих ярусах, что способствовало распаду суперконтинента. За сотни миллионов лет нижняя мантия перегревалась, так как слой верхней мантии препятствовал теплоотдаче нижнего слоя, одновременно верхняя мантия переохлаждалась. В результате настал критический момент, когда **охлажденные тяжелые массы верхней мантии начали опускаться к ядру** погружаясь в виде одного суперaваланша**, а горячие массы нижней мантии подниматься вверх** в виде одного или нескольких потоков. Произошло взаимное замещение вещества верхней и нижней мантии – этот процесс получил название **овертон**. Как и в прошлый раз **над суперaваланшем сформировался очередной суперконтинент планеты – Мегагея**. Рождение нового суперконтинента происходило около 1,5-1,6 млрд. лет назад.

1000 млн. лет назад после следующего овертона образовался суперконтинент **Родиния**. Последний, четвертый суперконтинент в истории Земли – **Пангея** существовал с конца пермского периода до начала юры.
До возникновения пятого суперконтинента осталось, вероятно, около 250 млн. лет.

Астеносфера – частично расплавленный слой мантии на глубинах в интервале 250-350км. Мощность астеносферы – частично расплавленного слоя мантии (содержание расплава составляет несколько процентов) под океанами составляет около 80км; под континентами этот слой может достигать мощности 100км или отсутствовать вовсе.
Конвективные потоки в астеносфере обеспечивают дрейф литосферных плит.
Первоначально основанием для выделения астеносферы была необходимость объяснения факта изостатической уравновешенности коры. Дело в том, что неровности рельефа, например горы, уравновешены на глубине за счет мантии. Это явление получило название изостазии. **Изостазия** обеспечивается, главным образом, вариациями мощности земной коры. Нижняя поверхность коры обладает рельефом, примерно соответствующим обратному рельефу земной поверхности. Действие изостазии наглядно проявляется в том, что под тяжестью ледниковых покровов, достигающих 4-х

километровой мощности, кора в пределах Антарктиды и Гренландии значительно прогнулась, опустившись на больших участках ниже уровня моря. Напротив — Скандинавия, освободившись от ледникового панциря, испытывает поднятие. Так север Финляндии – один из самых быстро поднимающихся районов планеты. Возможность отдельных участков литосферы погружаться также объясняется пластичным состоянием вещества подстилающей астеносферы. Мантийное вещество при кратковременных нагрузках ведет себя как упругое и даже хрупкое тело, а при длительных воздействиях у мантийного вещества проявляется свойство очень вязкой жидкости.

Конвективные потоки в мантии и перемещение литосферных плит (максимальная скорость движения океанической плиты установлена на Восточно-Тихоокеанском поднятии – 18см в год) – факт, зафиксированный геофизическими исследованиями, однако глубинная структура и география перемещений мантийного вещества известна весьма приблизительно. Плиты могут иметь и более дробное строение. Границы плит определяются по наличию глубинных разломов, резкому несогласию геологического строения, рельефу, зонам эпицентров землетрясений. Различают 4 типа плитных границ: 1) *дивергентные границы*, вдоль которых происходит раздвижение плит – спрединг на океанической литосфере и рифтинг на континентальной; 2) *трансформные границы*, вдоль которых происходит горизонтальное перемещение одной плиты относительно другой по плоскости вертикального или субвертикального разлома; 3) *конвергентные границы*, где идет сближение плит в виде поддвига одной плиты под другую или надвига; 4) *тектонически спокойные границы*, которые могут активизироваться в будущем.

Если океаническая литосфера погружается под континентальную – процесс называется **субдукцией**. Если океаническая литосфера надвигается на континентальную, то в этом случае процесс называется **обдукцией**. Если одна континентальная плита погружается под другую континентальную плиту, этот процесс называется **коллизией**.

Зоны спрединга и субдукции мигрируют согласно миграциям конвективных течений.

Конвективные течения не являются единственной силой, движущей океанические плиты. Играет роль и гравитация, из-за которой плиты соскальзывают с мантийного вздутия под срединно-океаническими хребтами над восходящими конвективными потоками, а также силы, затягивающие плиты в зоны субдукции вследствие того, что в результате охлаждения литосфера оказывается более тяжелой, чем астеносфера, и утрачивает свою плавучесть.

Субдукция и спрединг

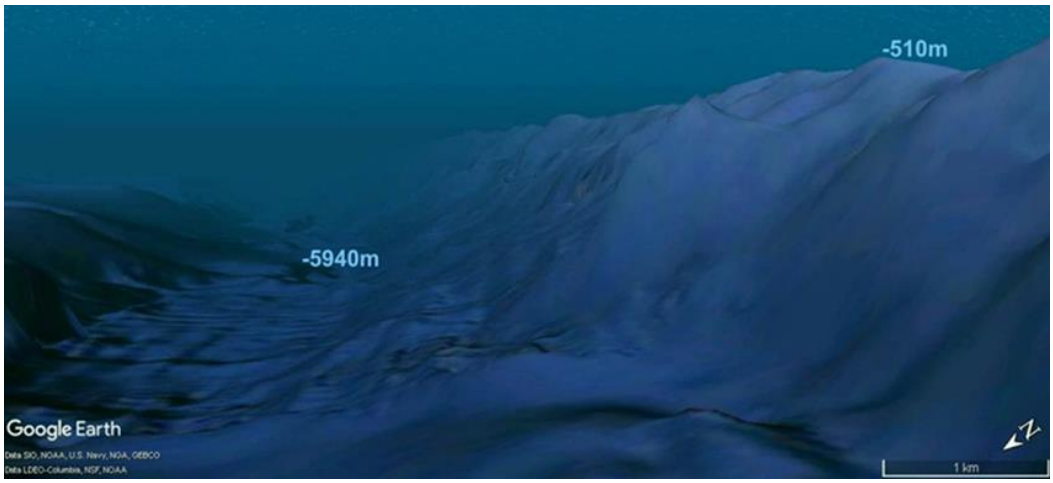
Слои выдавленные при столкновении Таримской плиты с Тянь-Шанем. Автор?

Современная тектоническая активность сосредоточена в основном на границах литосферных плит. Границы литосферных плит активные,

спокойные или отмершие называются **сутурами или глубинными разломами** и разграничивают плиты на всю их глубину до астеносферы. К разряду глубинных разломов относятся и рифты. **Рифт** – широкий разлом, образующийся в условиях растяжения.

В океанах находится большая часть рифтовых зон, которые выражены срединно-океаническими хребтами, образующие глобальную систему. Рифтогенез в океанах – называется **спредингом**. Там, где подводные хребты подходят к континентальной окраине, они могут поглощаться в зоне субдукции. Вне глобальной системы рифтов находятся лишь немногие из рифтов. Центральное положение в современном рифте обычно занимает долина шириной в первые десятки км. Блоки на краю рифта могут быть приподняты до 5,5км над долиной. Растяжение земной коры может выразиться ущельями до глубины 3км, но глубже, с увеличением давления и температуры, хрупкий отрыв сменяется скалыванием, переходящий затем в пластичную деформацию.

Осевая рифтовая долина. Северная Атлантика. Склон справа имеет ступенчатый рельеф, обусловленный скалыванием



Рифтовый разлом Элтанин в Тихом океане

Рифтогенез всегда сопровождается магматизмом. Продукты магматизма заполняют рифтовую долину, после чего в новообразованной коре возникают раздвиговые разломы, которые вновь заполняются магматическими и осадочными породами. Ежегодно создается около 3-х км^2 океанского дна. Океаническая кора, образовавшаяся за последние 170 млн. лет, не только распространилась на всю площадь Мирового океана, но еще такая же или даже большая ее часть была поглощена за это время в зонах субдукции. В этих зонах породы коры с некоторым количеством осадочного материала погружаются глубоко в мантию и нередко до поверхности ядра, участвуя в общем мантийном круговороте.

Сегментация рифтовых зон океана поперечными трансформными разломами – это результат переноса горизонтальных движений литосферы от одной активной границы к другой. Трансформные разломы снимают горизонтальные напряжения между двумя отрезками рифтовой зоны. Причины накопления напряжения между сегментами срединно-океанического хребта связаны с неравномерностью спрединга.

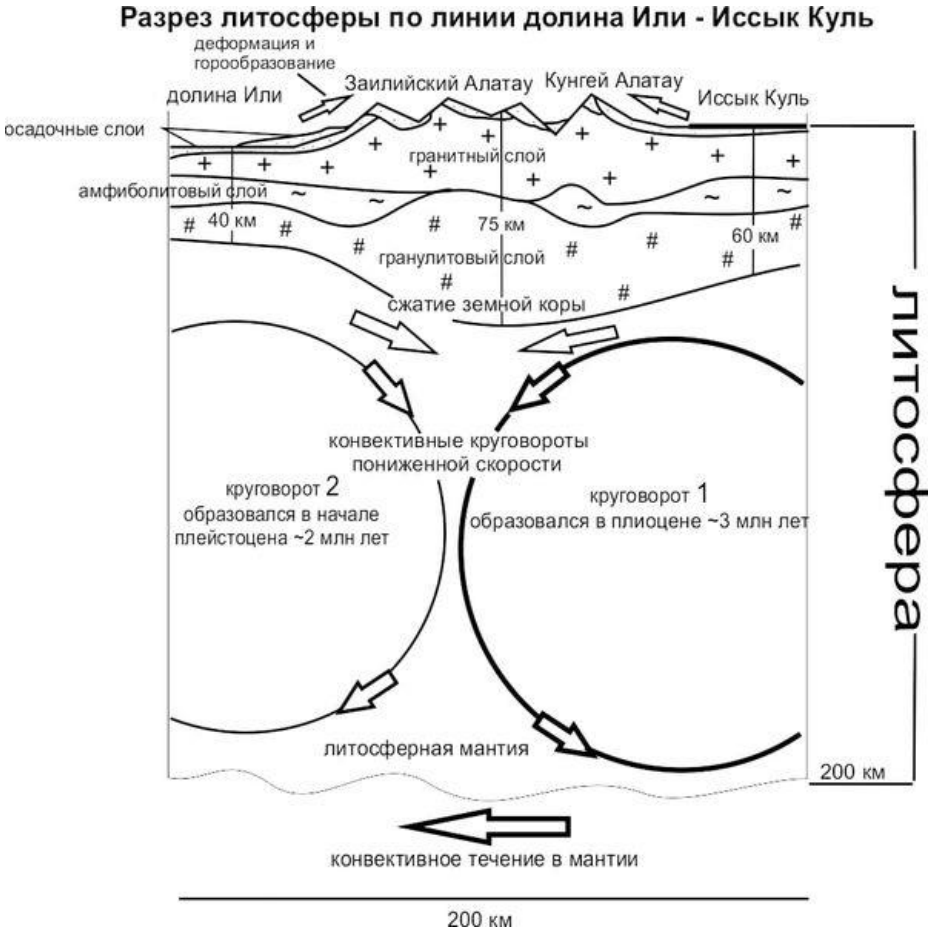
Взаимодействие литосферных плит при встречном движении порождает многообразные процессы, проникающие глубоко в мантию. На поверхности они выражены зонами тектономагматической активности в виде островных вулканических дуг, складчатых и вулканических горных сооружений. Различают два главных вида конвергентного взаимодействия плит: субдукцию и коллизию. **Субдукция** развивается при поддвиге океанической плиты под континентальную или под океаническую же. При их встречном движении более тяжелая плита уходит под другую, а затем погружается в мантию. **Коллизия – столкновение литосферных плит, развивается в месте схождения одной континентальной плиты с другой. Встречное движение сопровождается деформацией литосферы, ее утолщением и скучиванием в складчатые горные сооружения.**

При мощной коллизии, которая имеет место сейчас при столкновении Индостана с Евразией под воздействием конвективного течения, начинается процесс аналогичный классической субдукции – Индостанская плита пододвигается под Евразию. В настоящее время край плиты Индостана находится под Памиром на глубине около 600км, отколовшиеся фрагменты плиты находятся еще глубже, при этом конвективные течения, несущие на себе Индостан, достигают Сибирских Увалов в 2500км от Индийского океана.

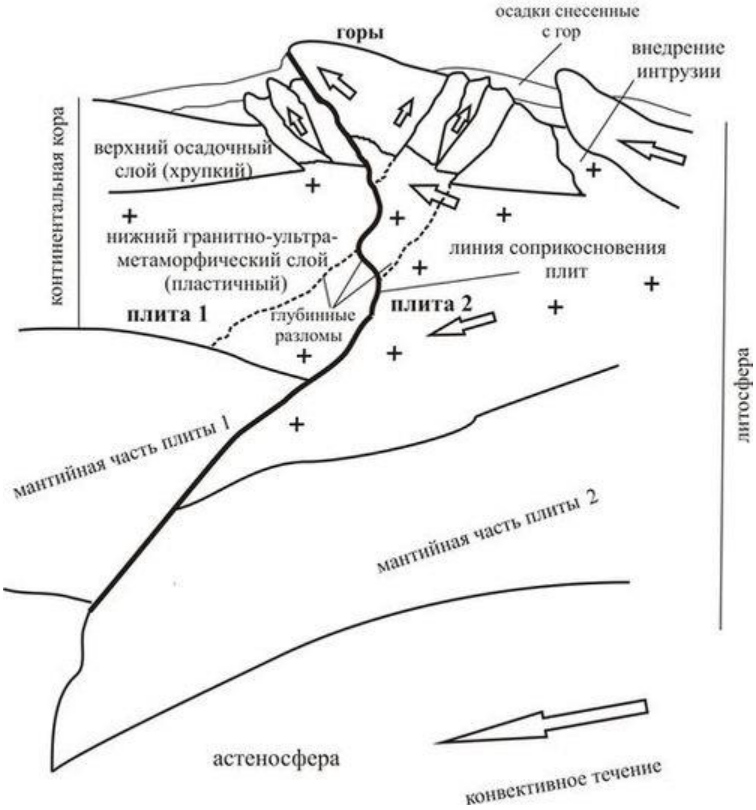
Наиболее распространенным типом гор на континентах являются складчато-интрузивные горные сооружения, которые **формируются на границах тектонических плит при их столкновениях, а также во внутренних областях плит. Тектонические складчатые явления часто сопровождаются проявлениями магматизма – вулканического и интрузивного.**

Механизм складчато-надвигового горообразования в кратком изложении такой: плита, следуя направлению конвективного потока, пододвигается под противостоящую плиту. При этом верхние легкие осадочные слои погружающейся плиты срезаются, сминаются и наползают в виде гор на противоположную плиту. Так горы могут надвигаться на десятки, и даже сотни километров на поверхность (обычно равнинную) уже другой плиты. Горы едут по равнине!

Складчатость в Иране



Коллизия и горообразование на континентальных плитах



Деформация коры с соответствующим горообразованием непосредственно вызывается конвективными круговоротами в мантийной части литосферы, которые образуются при повышении температуры в нижележащей мантии.

Обширные горные области называются **складчатыми поясами**. Тектонически спокойные равнины большой площади называются **платформами**. Платформы в очень далеком прошлом всегда являлись тектонически активными – переживали эпохи горообразования, а затем длительные эпохи выравнивания (денудации) и перекрытия древней поверхности осадочным чехлом более молодых осадочных пород. Денудация складчатых областей занимает огромное время – до сотен миллионов лет.

Линия активного контакта океанических плит выражена **глубоководными желобами**, глубина которых находится в прямой зависимости от скорости субдукции и от средней плотности погружающейся плиты. При протяженности до нескольких тысяч километров ширина желобов не превышает 100км. Современные желоба простираются под разными углами к направлению субдукции. Наклон субдуцирующей плиты в желобе всегда положе крыла противостоящей плиты. Если субдукция происходит непосредственно под окраиной континента, обычно образуется

береговой хребет, большей частью вулканического происхождения. Анды – наиболее мощная и представительная горная система такого происхождения. Там, где зона субдукции не находится на краю континента вместо берегового хребта образуется островная вулканическая дуга с прилегающим глубоководным желобом. По мере распада суперконтинента, зоны субдукции продолжали свою тектоническую активность перед фронтом движущихся континентальных плит.

Зоны субдукции являются основными очагами землетрясений на планете которые происходят в результате уплотнения, растяжения и сжатия погружающейся плиты в мантию с соответствующими геохимическими перестройками структур масс горных пород, вызывающие в свою очередь разряды электрической природы сопровождаемые толчками.

В глубоководных желобах под основанием континентальных склонов нередко образуется **аккреционная призма**, представляющая собой смятые глубоководные осадки, которые срезаются с места залегания и сминаются. Если погружение плит не сопровождается образованием аккреционной призмы, то на океанической плите вблизи линии поддвига под континент появляются взбросовые или сбросовые смещения.

Аккреция в виде надвигов на подпирающие пластины субдуцируемой плиты. Срезаемые «чешуи» надвигаются друг на друга по мере погружения плиты под противостоящую справа плиту. Тихий океан

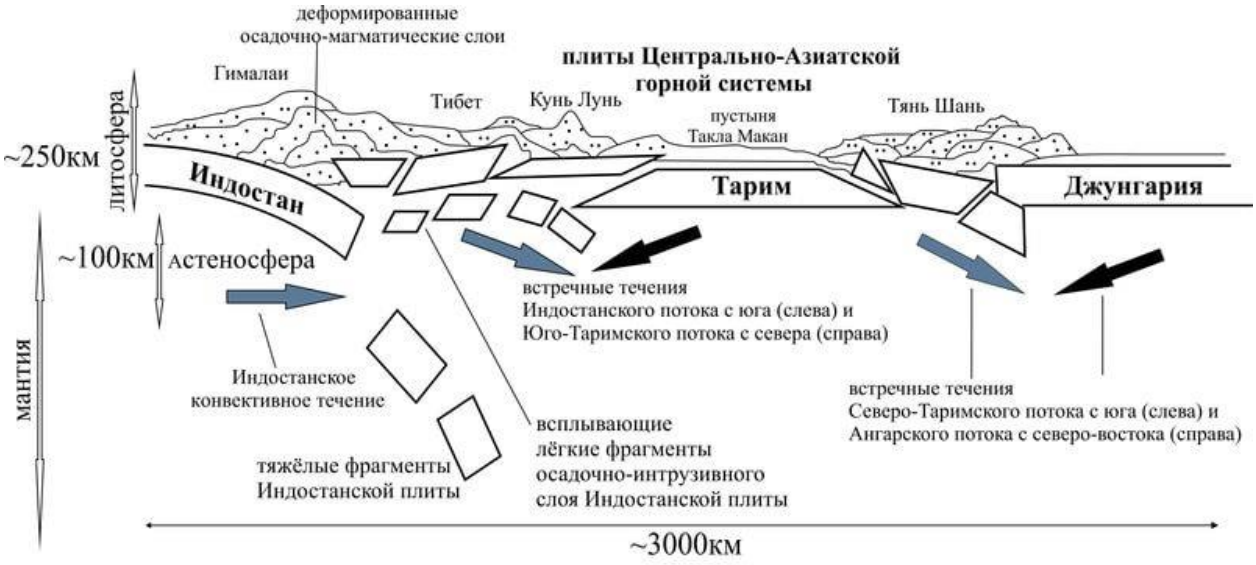
Ко многим зонам субдукции приурочены вулканические пояса. Источником вулканизма здесь являются субдуцирующие плиты на магмогенерирующем отрезке. То есть на определенных глубинах мантии погружаемая плита испытывает частичное плавление и отжим жидкой фазы. На глубине 10-60км появляются линзовидные магматические очаги, откуда магма, насыщенная флюидами (жидкость и газы) поступает к поверхности, проплавляя плиту, противостоящую субдуцирующей плите и таким образом,

вулканы размещаются на некотором расстоянии от желобов в направлении погружения плиты. Нередко зоны субдукции лишены вулканизма. Вулканизм прекращается там, где погружается утолщенная (например, спрединговым хребтом) океаническая литосфера. Погружение такой утолщенной литосферы происходит полого, почти горизонтально прижимаясь к подошве литосферы висячего крыла. Между ними нет обычной прокладки астеносферного вещества, что ухудшает условия, необходимые для магмообразования.

В планетарном масштабе тектоническая эволюция имеет цикличный характер, что обусловлено цикличностью конвективных процессов планеты.

Каньон Маринер на Марсе имеет тектоническую природу происхождения. Маринер – крупнейший каньон Солнечной системы. Designyoutrust.com

Центрально-Азиатский складчатый пояс – крупнейшая область горообразования планеты. Включает горные сооружения Гималаев, Каракорума, Кунь-Луня, Тибета, Наньшаня, Сино-Тибета (Сычуань и Юннань), Хэндуаньшаня, Памира, Гиндукуша, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья и других горных систем и является частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса.



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

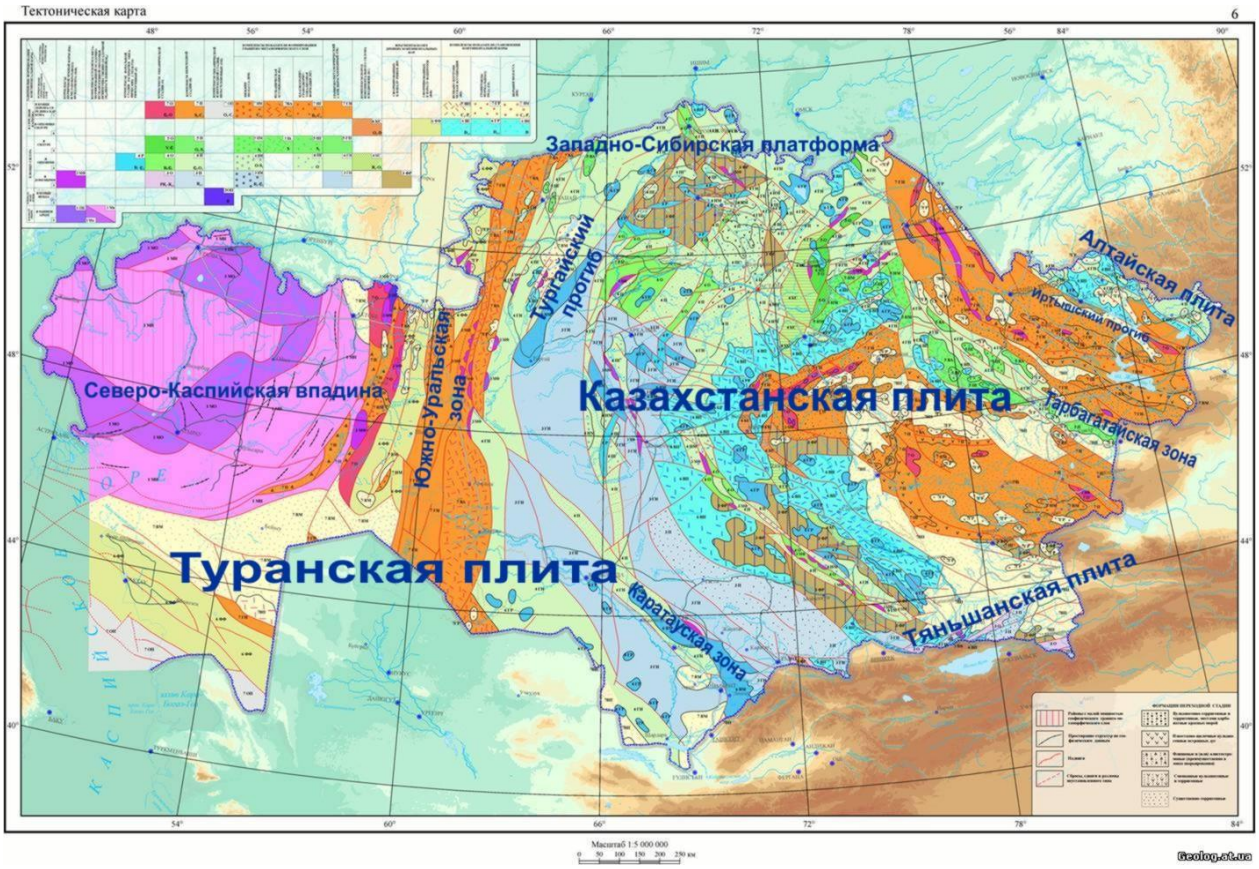
Источником сил горообразования в этом регионе является мощный конвективный поток, на котором дрейфует Индостан, столкнувшийся в олигоцене около 30 млн лет назад с комплексом евразийских плит. Давление Индийской плиты является дополнительной силой смятия евразийской литосферы, которая испытывала торошение еще до столкновения с Индией под давлением конвективных течений. Деформации в этом поясе концентрировались в зонах палеозойских складчатых систем, в то время как более древние континентальные плиты оставались относительно спокойными – это особенно наглядно в отношении Таримской плиты, не испытывающей новейшие деформации.

Строение Центрально-Азиатской системы характеризуется чередованием хребтов и межгорных впадин. Хребты, сложенные комплексом осадочных, метаморфических и интрузивных разновозрастных образований, как правило, надвинуты на межгорные впадины и предгорные прогибы.

Тектоника Казахстана. Казахстан отличается большой неоднородностью геологического строения, что является следствием существенных различий древней и новейшей геологической истории, а также большого количества тектонических плит и зон на территории страны.

Центральный и Северный Казахстан, пустыню Бетпакдала, пустынную часть Алматинской области и часть Восточного Казахстана занимает плита (континент) Казахстан. Западная часть Казахстана – Западно-Казахстанская, Атырауская и часть Актюбинской области лежат в пределах Русской платформы Европейского континента. Север Северо-Казахстанской области находится на Западно-Сибирской платформе Сибирского континента. Мангышлак, плато Устюрт, Кызыл-Ординская область, юг Актюбинской области и запад Бетпакдалы являются северной частью Туранской плиты. Северные Тянь-Шаньские хребты и Алтай, в прошлом являясь составной частью плиты Казахстан, приобрели самостоятельное значение как

отдельные небольшие плиты – Тянь-Шань и Алтай в результате кайнозойских тектонических деформаций, которым в настоящее время подвержен юг всего Евроазиатского материка.



Особое положение занимает **Тургайский прогиб**. Тургайский прогиб, с одной стороны, разделяет Казахстанскую плиту и складчатые сооружения Урала, который является пограничной зоной Европейского и Сибирского континентов, а с другой, является связующим звеном между Западно-Сибирской платформой и Туранской плитой. Осадочный чехол Тургайского прогиба имеет мощность от 100м в области Кустанайской седловины и до 2000м на юге Тургая.

Юг Уральской складчатой зоны на территории Актюбинской области. В состав этой зоны входят горы Мугоджары, имеющие сложную и интересную историю образования в процессе коллизии Казахстана с Восточной Европой и закрытия Уральского моря.

Иртышский прогиб лежит на границе Казахстанской плиты с Алтаем. Он осложнен Иртышским глубинным разломом северо-западного простирания, который отделяет структуры Калбинского хребта от Алтая.

Плита Казахстан занимает Кокшетаускую возвышенность, Улытау, Казахский мелкосопочник, Бетпакдалу, Чу-Илийские горы. Кроме того, Северный Тянь-Шань до пермского периода являлся частью Казахстанской плиты, с перми же Тянь-Шань приобретает самостоятельное значение.

Разнообразие геологического строения Казахстанской плиты отражает ее сложную историю формирования.

В пределах плиты наиболее крупные площади архейского и протерозойского фундамента известны в районах Кокшетауской возвышенности, Улытау, хребта Чингизтау, в пределах Атасу-Моинтинского района, в Бетпакдале и в Чу-Илийском регионе.

Наиболее активную геологическую жизнь плита переживала в палеозое, в эру своей консолидации множества небольших плит, имевших разное происхождение и геологическое строение, и своего становления как единого небольшого континента.

В позднем палеозое (девонский, карбоновый и пермские периоды) на Казахстанской плите происходили мощные тектонические и магматические процессы – вулканические осадки скрыли и выровняли многие более древние структуры, а последующая мезозойская и кайнозойская денудация (эрозия и осадконакопление) довершили современный сглаженный вид Центрального и Северного Казахстана.

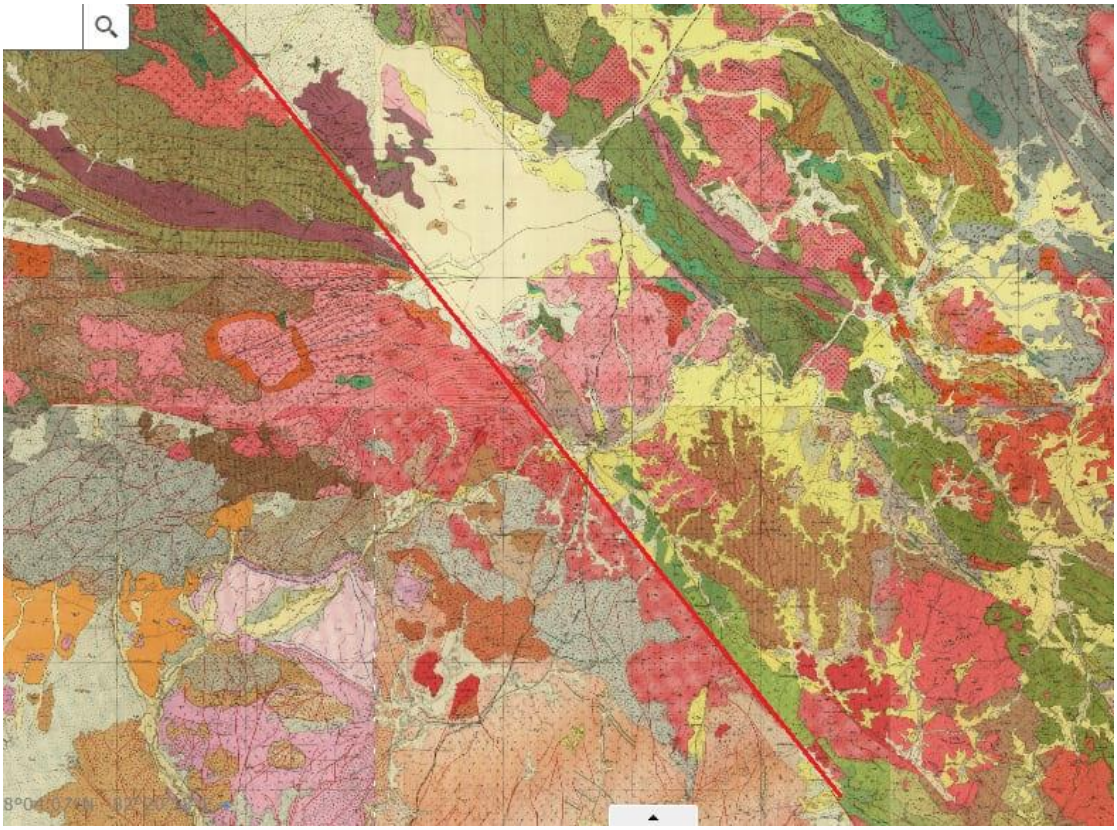
В течение карбона и перми шло формирование Тенизской, Жезказганской и Чуйской впадин, которые выражены на земной поверхности выровненными и пониженными участками. Приморские и внутриконтинентальные депрессии превратились в заболоченные равнины, где шло накопление каменных углей (Карагандинская впадина, район Экибастуза). В течение перми и большей части триаса происходило обмеление и отступание морских бассейнов. Приподнятые массивы суши разрушались эрозионными процессами, а тектонические впадины заполнялись обломочным материалом.

С поздним триасом связано формирование наиболее древних кор выветривания (породы, разложенные без их перемещения до рыхлого состояния и с изменением минерального состава), что указывает на увлажнение климата и общую выравненность рельефа. На протяжении юрского периода большая часть Казахстана оставалась сушей. Во многих тектонических впадинах шло угленакопление. Юрский период завершился резким иссушением климата и прекращением углеобразования.

Меловой и палеогеновый периоды в целом были спокойным временем. Однако в неогене и антропогене геологическая жизнь региона оживилась, что проявилось в поднятии массивов палеозоя и триаса на поверхность земли в виде гранитных массивов – сегодня это самые высокие горы Центрального Казахстана – Кызыларай, Кошубай, Каркаралы, Кент, Баянаул, Чингизский хребет, Улытау и другие.

Кайнозой является временем прогибания Балхашской впадины, заполненной озерно-речными отложениями. Впадина выражена на дневной поверхности песками Сарыесик Атырау и Таукум, чья вертикальная мощность достигает 450м.

Горы Кызыл Арай



Чингизский разлом *в районе Аягоза и Чингизских гор. Разлом глубиной до 30км протянулся на 700 км от широты Баянаульского массива (восточнее гор) до хребта Тарбагатай со стороны озера Алаколь. Эта тектоническая структура сформировалась в раннем кембрии*

Сжатые в вертикальное положение алевролиты раннего кембрия в зоне Чингизского разлома. Подножие Чингизтау

Северо-Каспийская впадина Русской платформы представляет собой депрессию архей-протерозойского метаморфического фундамента, заполненную палеозойскими и кайнозойскими осадочными породами и географически охватывает Северо-Каспийскую низменность и Предуральское плато.

В меловой период здесь происходила грандиозная морская трансгрессия. Водами Каспия были охвачены – Прикаспий, Туран, Тургай, Западная Сибирь. Трансгрессия проникла в район хребта Каратау. В конце мела тектонические поднятия, вызвали общую регрессию моря. Морской режим сохранился только в районах северного и восточного Прикаспия и юга Средней Азии.

Новая грандиозная трансгрессия последовала в середине палеогена (эоцене) – равнины Турана, Тургайскую ложбину и Западную Сибирь затопило.

В среднем и позднем олигоцене в Казахстане вновь оживились тектонические поднятия, что вызвало регрессию моря.

Значительная часть Северо-Каспийской впадины была опущена в кайнозойскую эру и заполнена кайнозойскими осадками, в основном морского происхождения. Мощность осадков в этом регионе по геофизическим данным доходит до 25км (под песками пустыни Нарын в ее северной части).

На юге и востоке впадины широко распространены тысячи соляных куполов. Такой их концентрации нет нигде в мире. Они образовались на

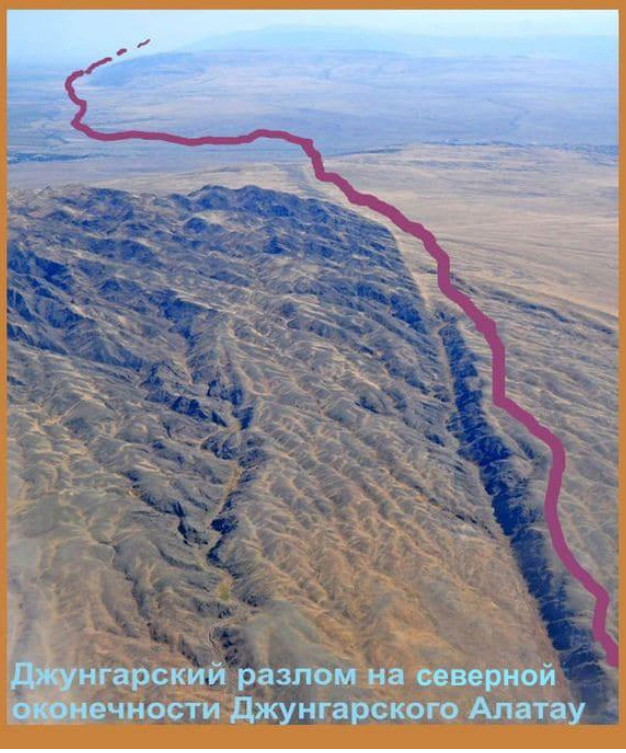
месте понижений, в морских условиях в раннепермское время, где накопились залежи солей. К этим участкам приурочена и нефть. Под тяжестью отложившегося над солями покрова более молодых отложений соляные купола, также как и нефть, являясь значительно более легкими образованиями, выжимаются на дневную поверхность, приподнимая и разламывая покров. Талые и дождевые воды размывают соль, образуя окаймляющие солончаки. Мощность соляных куполов по данным геофизики достигает 5км.

Туранская плита. Большая часть Южного Казахстана от Мангышлака до Муюнкумов находится в области Туранской плиты. В пределах плато Устюрта и Мангышлака палеозойский фундамент плиты либо выступает на поверхность, образуя низкогорный хребет Мангистау (высотой до 550м над уровнем океана), либо опускается (в Северо-Устюртском и Южно-Мангышлакском прогибах) до глубины 4000м. Образование обширных равнин Западного Казахстана связано с опусканием отдельных частей территории и затоплением их водами моря. Накопление морских осадков сгладили неровности палеозойского и мезозойского рельефа и образовали выровненные пространства. После тектонических поднятий с большей части Западного Казахстана море отступило.

Тянь-Шаньская и Алтайская плиты представляют собой горные складчатые страны восточного и юго-восточного Казахстана. Их разделяет Тарбагатайская складчатая зона, выраженная в рельефе одноименным хребтом и Зайсанская складчатая зона, выраженная в рельефе одноименной впадиной с озером Зайсан. В конце палеозое Тянь-Шань и Алтай были уже высокими горами, но в мезозое были сильно разрушены. В течение большей части мезозоя и палеогена здесь сохранялся равнинный и низкогорный рельеф. Горные массивы Алтая и Тянь-Шаня достигали тогда высоты 2000м. С начала неогена горообразование возобновилось, и тектоническая активность плит сохраняется до настоящего времени.

Каратауская складчатая зона – древний (с рифея), тектонически неспокойный на протяжении всей своей истории район. Хребет Каратау является западной оконечностью Тянь-Шаня.

Трансазиатский Джунгарский разлом (сутура), отделяющий Тянь-Шань от восточной части Казахстанской плиты, Джунгарской плиты и Монгольского Алтая



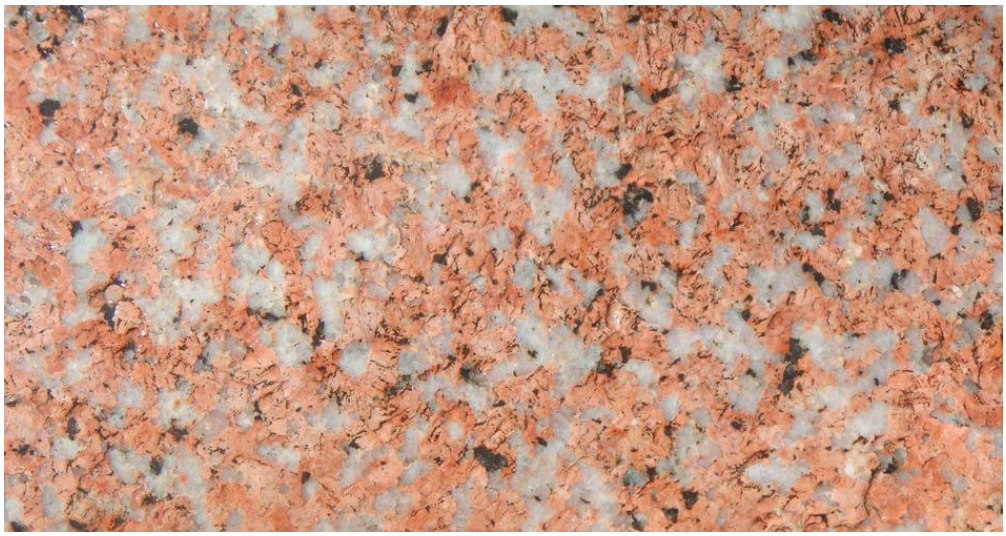
Джунгарский разлом на северной оконечности Джунгарского Алатау

Магматизм

Магма – это флюидно-силикатный расплав, который содержит в своем составе соединения с кремнеземом (оксид кремния SiO_2) и летучие вещества (флюиды), присутствующие в виде газа либо растворенные в расплаве. Магматические расплавы образуются в определенных интервалах температуры и давления, и при определенной геохимической обстановке. Магма проникает в земную кору из мантии или образуется внутри коры и, обладая способностью подниматься вверх, переплавляет и раздвигает вмещающие горные породы.

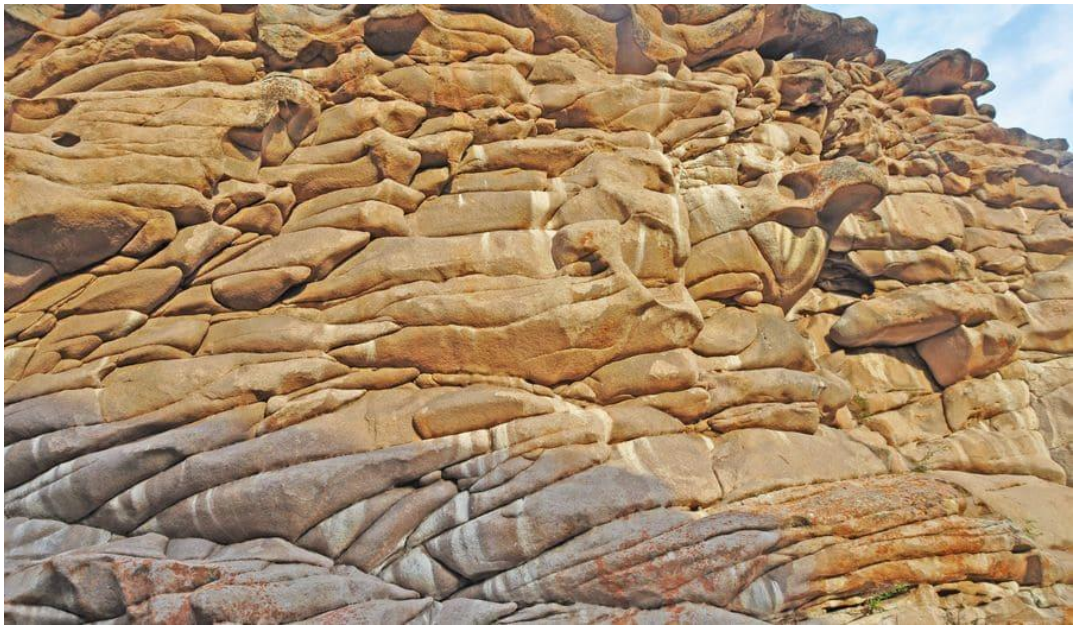
Повышение температуры или понижение давления в литосфере приводит к возникновению расплава и к образованию магматических камер. Мантийные магмы имеют базальтовый состав; коровые магмы более разнообразного состава, в общем, более кислого. Существенное влияние на состав магмы и горных пород имеют флюиды (газы и жидкости различного химического состава), восходящие из мантийных глубин или из зон поддвига океанической коры под континент.

Магматиты образуются при остывании и кристаллизации расплава и делятся на интрузивные и эффузивные. Осадочно-вулканические породы, то есть поднятые в воздух продукты извержений вулканов, занимают промежуточное положение между магматическими и осадочными породами.



Гранит. Заилийский Алатау

Интрузивные (интрузивы) или плутонические (плутониты) породы образуются на глубине, где магма медленно остывает, и минералы имеют достаточное время для кристаллизации, то есть зерна горной породы растут до хорошо видимых размеров и порода приобретает полнокристаллическую структуру. В зависимости от процентного содержания кремнезема интрузивы подразделяются на кислые – например, гранит, гранодиорит; средние – диорит; основные – габбро, анортозит; ультраосновные – перидотит, пироксенит; а также на щелочные – сиенит. От гранита до пироксенита содержание кварца уменьшается, в то время как содержание темноцветных минералов и плотность – увеличивается. Гранит – светлая пестрая порода, перидотит – зеленовато-черный.



Отдельность гранитов. Центральный Казахстан. Гранитный массив Кызыл Арай

Эффузивные (эффузивы) или вулканические (вулканиты) горные породы образуются из той же магмы, что и интрузивы. Разница между ними заключается в глубине и температуре застывания исходного расплава – обычно не глубже 2 км. **Эффузивы застывают на небольших 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 заключается в их структуре. Значительная часть кристаллов эффузивной магмы не успевает вырасти до видимых невооруженным глазом размеров, однако отдельные кристаллы успевают приобрести крупные размеры и тогда структура породы называется порфировой.**

Изверженные эффузивы делятся на пирокластические или вулканогенно-обломочные – осажденные в виде пепла и обломков при извержениях вулканов; и на лавы – излившиеся породы.

Эффузивы, сформированные без выхода на поверхность, называют субвулканическими.

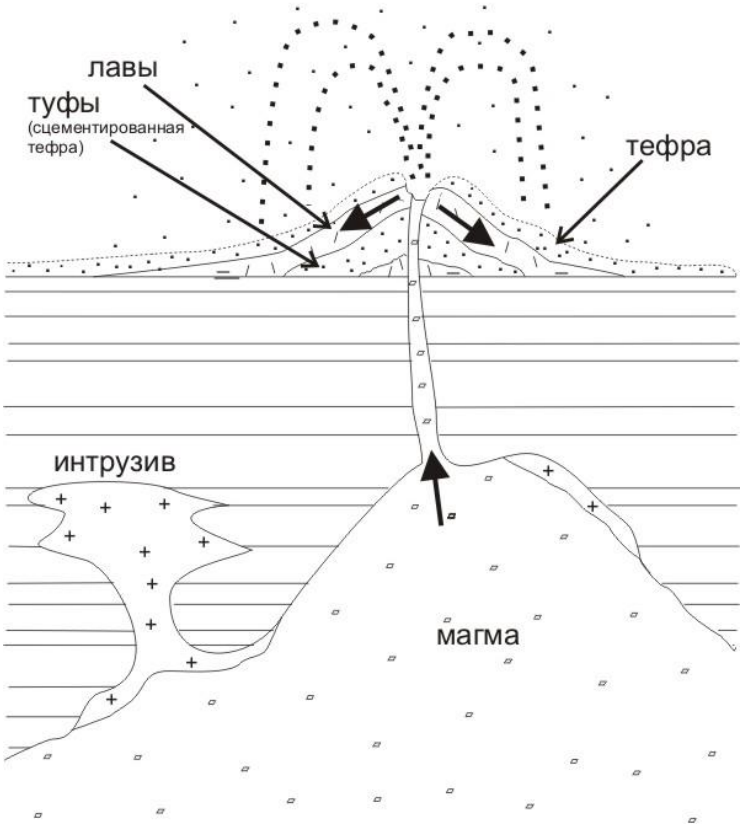
Все эффузивы имеют свой минералогический аналог среди интрузивов. Главными представителями эффузивов являются: кислые – риолит, дацит; средние – андезит; основные – базальт; ультраосновные – пикрит. В этом ряду аналогично ряду интрузивных пород содержание темноцветных минералов и плотность возрастает, а содержание SiO_2 убывает.

Интрузией называется глубинное внедрение магмы или внедрение интрузивного твердого тела на любых глубинах. Эффузия – близповерхностное внедрение магмы или излияние лавы на поверхность Земли.

Где и как образуется магма? Вещество мантии может расплавляться с глубины около 100км, то есть когда давление среды позволит мантийному веществу переходить в частично жидкое состояние. Значит, очаги образования магмы могут находиться в литосферном слое мантии, представляющего собой микрокристаллическое вещество, а также в нижней и средней коре, где имеются достаточное давление и температура для образования расплава.

В результате конвективной циркуляции в недрах Земли происходят нарушения физического и химического равновесия вещества мантии и коры. Падение и повышение давления, повышение температуры, изменение плотности и теплопроводности пород и привнос глубинных **газово-жидких потоков** может привести к расплавлению горных пород. Такие изменения в толщах земной коры имеют неравномерный и локальный характер. Например, образование базальтовой магмы в срединно-океанических хребтах, происходит в результате подъема мантийного вещества в восходящих конвективных потоках на небольшие глубины, где в результате падения давления происходит плавление.

Образование магматических пород



Магматический расплав состоит из жидкости, газа, часто находящегося в межзерновом пространстве и твердых кристаллов. Жидкая и газовая фракция расплава постепенно выжимается в верхние толщи пород. В зависимости от изменения температуры, давления, состава флюидов и взаимодействия с вмещающими породами меняется и расплав. Магма может разделяться при понижении температуры на два расплава кислого и основного состава, которые почти не смешиваются – этот процесс называется **ликвацией**. Магма расслаивается и более сложным путем – **кристаллизационной дифференциацией**. В этом случае **кристаллы в магме образуются в разное время и отличаются от нее по плотности, что вызывает осаждение или всплывание разных кристаллов – эти процессы в результате приводят к расслоению магматической камеры (очага) по минералогическому составу**. В основных базальтовых расплавах, сформировавшиеся раньше всех кристаллы оливина и пироксена с пониженным содержанием кремнезема и обладающие большей плотностью, стремятся скапливаться в нижних слоях магматического очага. Минералы с меньшей плотностью и повышенным содержанием кремнезема (полевые шпаты и др.) и сам кварц образуются позже. В итоге с**амая нижняя часть очага приобретает ультраосновной состав, более высокая часть – основной, выше расплав приобретает средний состав, а самая верхняя,**

обогащенная минералами с высоким содержанием кремнезема – кислый. В срединно-океанических хребтах, где происходит наиболее интенсивное магмообразование, изливаются базальтовые лавы, так как очаги магматических расплавов находятся близко к поверхности и расслоение магмы почти не происходит в виду нехватки времени на эти процессы.

Извержение лавы на Гавайских островах. Sciencemadefun.net

Повышенное содержание флюидов (H_2O, CO_2, H_2, HF и др.) и повышение их давления в магмах способствует сохранению расплавов в жидком состоянии до более низких температур. Флюиды, обладающие высокой растворимостью в расплаве, то есть трудно отделяемые от него, понижают температуру кристаллизации, а трудно растворимые, наоборот повышают температуру кристаллизации. Если в магме содержится много флюидов, которые могут легко отделяться от нее, и при условии понижения давления в области магматического очага, что возможно при тектонических подвижках, то магма, вырываясь по тектоническим разломам на поверхность способна взрываться в виде вулканических извержений. Если же в расплаве газовые и жидкие флюиды трудно отделяются, то вулканы спокойно изливают лаву без взрывов, как это происходит в настоящее время на Гавайских островах.

Главной же причиной, вызывающей излияние магмы на поверхность, является, по-видимому, давление вышележащих пород, превышающее нагрузку магматического столба.

Температура (°C) изливающихся лав в целом более высокая у базальтов и постепенно снижается к риолитам:

Базальты …… 1000 – 1200

Андезиты …….. 950 – 1200

Дациты …….. 800 – 1100
Риолиты …… 700 – 900

Базальт. Катутау. Пермь *Риолит.Чу-Или. Пермь*

Андезито-базальт. Чингизтау. Силур

Образование океанической коры большей частью происходит в зонах срединно-океанических хребтов в результате раздвига океанических плит (спрединга) и излияний базальтовых лав. Кора океанов трехслойная – под рыхлыми осадками – базальты, глубже – преимущественно габброиды.

Формирование континентальной коры является более сложным комплексом магматических, тектонических, метаморфических, экзогенных (образование осадочных пород) и космических (удары астероидов) процессов. Это одна из самых трудных и дискуссионных тем в геологии.

Горные породы первичной коры – базальтовая океаническая «корка» и первые вулканогенно-осадочные отложения давно не существуют. Методом геохимического анализа осадочных горных пород делаются попытки воссоздать картину возникновения древнейшей континентальной коры, где начались значительно более сложные, чем ранее, магматические процессы с образованием разнообразнейших вулканических и первых интрузивных пород.

Около 75% массы континентов образовалось к концу архея (2,5 млрд. лет назад)**. Магматизм архейского времени отличался от магматических процессов в последующей истории планеты – в архейском эоне господствовал плюмовый магматизм и отсутствовала тектоника плит, получившая развитие в протерозое и фанерозое.**

В архейской коре преобладающими породами являлись вулканиты – базальты, дациты и риолиты, и интрузивы – гранодиорит, тоналит (кислая порода близкая к гранодиориту) и трондьемит (разновидность гранита).

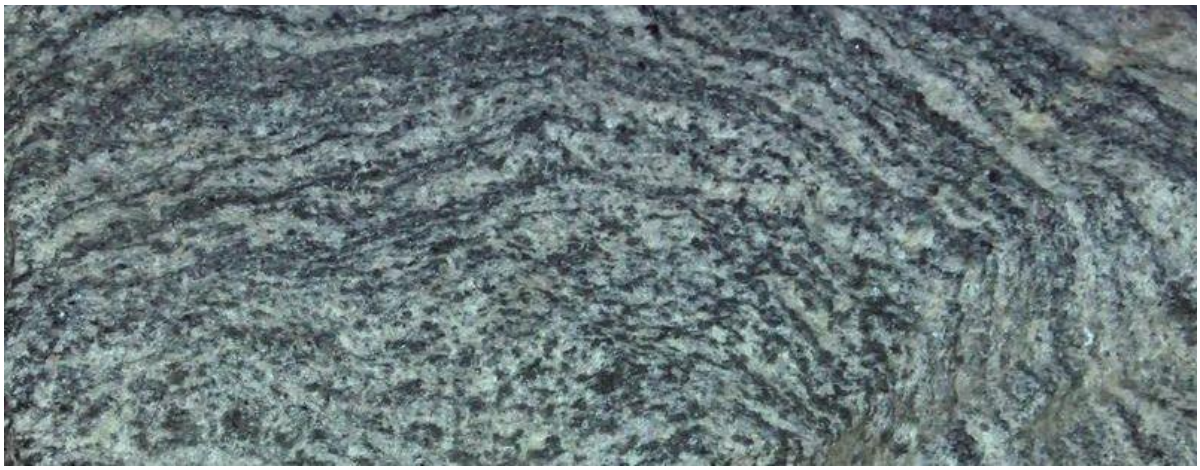
Архейскую кору принято делить на три главные ассоциации:

1. Ассоциация серых гнейсов и более молодые гнейсовые пояса.

2. Гранит-зеленокаменные пояса и разделяющие их гранулит-гнейсовые пояса.

3. Ассоциация позднеархейских осадочных образований.

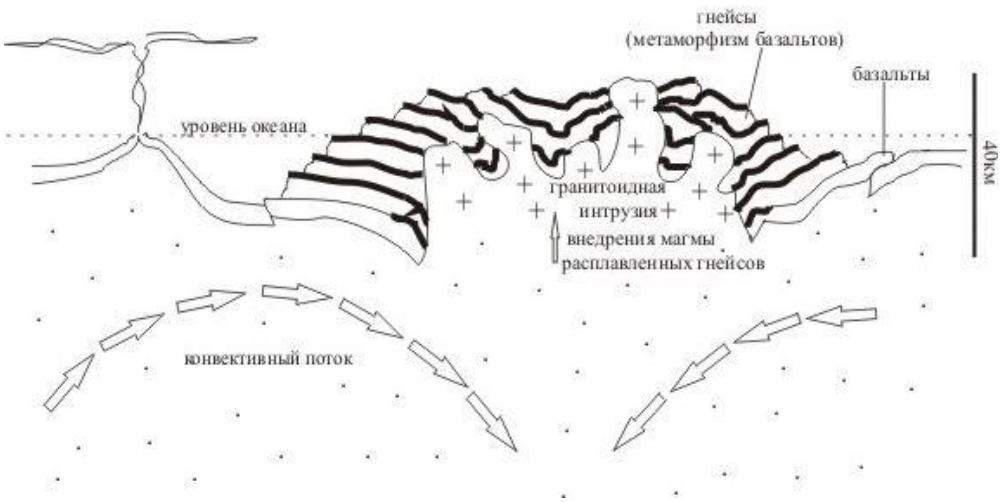
Ассоциация серых гнейсов состоит из гнейсов и гранитоидов – гранодиоритов, тоналитов и трондьемитов. **Такие породы формировались в местах скучивания пластин первичной базальтовой коры над центрами схождения нисходящих конвективных магматических потоков** (о конвективных потоках читайте в главе «Геологическая история Земли» и «Геотектоника и геодинамика»). Это были **первые острова континентальной коры среди базальтового океана – названные гранито-гнейсовыми куполами**. В начале образовалось около 40 групп гранито-гнейсовых куполов (сейчас по геологическим данным во всем мире насчитывается 37 раннеархейских групп), после чего купола объединялись в более крупные блоки – зародыши будущих континентов.

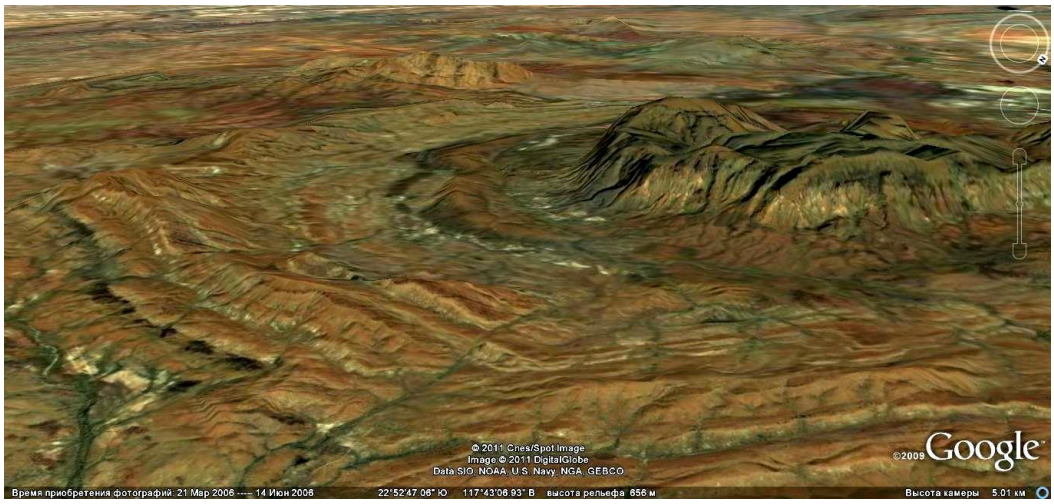


Серый гнейс, 3,1 млрд лет. Индостан. Геологический музей. Москва

В глубоких недрах (десятки километров) первых континентальных островов под действием флюидов, повышенного давления и температуры базальтовые пластины первичной коры подвергались метаморфизму с образованием гнейсов и переплавлялись с образованием очага магматического расплава. В этом ограниченном твердыми породами очаге в спокойной обстановке, происходило отделение от базальтовой магмы легкого гранитоидного расплава. Гранитоидный расплав (интрузия), по мере своего всплывания, проплавляла нагромождения базальтов и гнейсов, занимая среди них центральную часть. Гранитоиды впоследствии также подвергались метаморфизму с превращением в гранитогнейсы. Можно заключить, что гранодиорит-тоналит-трондьемитовые гнейсы произошли или непосредственно из мантии, или из источников с кратковременной коровой историей (переплавленные базальты). Так формировались первые интрузивные ядра континентов.

Формирование гранито-гнейсового купола в архее





Классический раннеархейский гранито-гнейсовый купол в районе Пилбара в Северо-Западной Австралии

Раннеархейские **гранит-зеленокаменные пояса** состоят из одной мощной вулканогенной (с преобладанием базальтов) толщи, перекрытой обломочной метаморфической пачкой осадочного происхождения. Для позднеархейских поясов характерны несколько циклов чередующихся вулканических и метаосадочных слоев. По краям поясов развивались гранитные интрузивы, сохранившиеся в продольных бассейнах шириной обычно 10-15км и длиной 100-300км между куполообразными гранитогнейсовыми телами ассоциации серых гнейсов. Наблюдаемые и предполагаемые мощности поясов обычно превышают 10км. 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 растяжения (проторифты) первичной континентальной гнейсовой коры под действием восходящего магматического потока – плюма, где развивалась бурная вулканическая деятельность с отложением магматических и осадочных вулканических пород с периодически перекрывающими их обломочными породами с бортов разломов. Плюмы, не достигая подошвы земной коры, растекались в своей головной части в верхней мантии не глубже 150 км. Над ними формировались гранит-зеленокаменные пояса, а между ними, над нисходящими мантийными течениями – гранулитовые пояса.

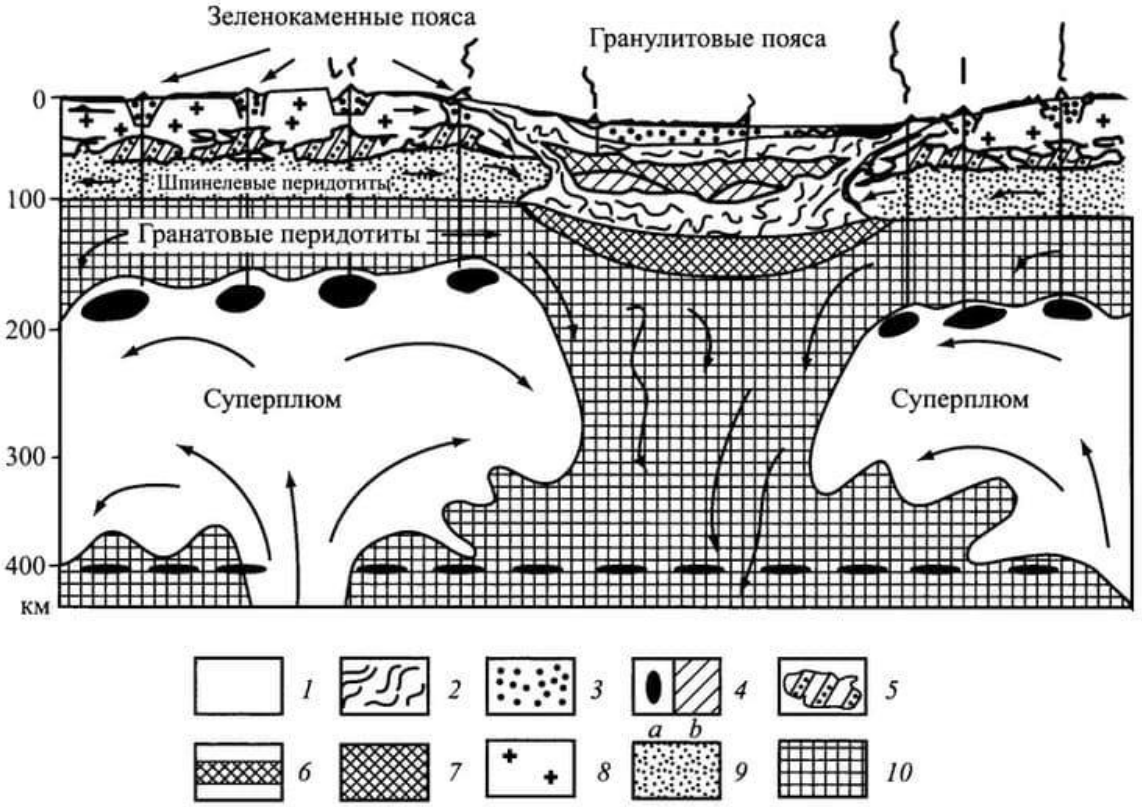


Рис. 7-6. Предполагаемая схема раннедокембрийской тектоники

1 – растекающиеся головные части мантийных суперплюмов; *2* – области исходящих движений в мантии между суперплюмами, где формируются гранулитовые пояса; *3* – осадочные бассейны; *4* – магмогенерирующие зоны: в мантии (*а*), в гранулитовых поясах (*б*); *5* – андерплейтинг под зеленокаменными поясами; *6* – новообразованная нижняя кора в гранулитовых поясах; *7* – гранатизированные шпинелевые перидотиты под гранулитовыми поясами; *8* – древняя континентальная кора; *9* – древние литосферные шпинелевые перидотиты; *10* – древние литосферные гранатовые перидотиты

Образование зеленокаменных и гранулитовых поясов по Богатикову О.А., Коваленко В.И., Шаркову Е.В. 2010

Гранулит-гнейсовые области представляют собой зоны интенсивных деформаций и высокой стадии метаморфизма. Они сложены преимущественно метапелитами, мраморами, а также глубоко метаморфизованными магматитами. Гранулитовый метаморфизм в гранулитовых поясах часто существенно моложе образования исходных пород и датируется обычно 2,8-2,7 млрд лет.

Образование магматических пород из корового материала, имевшего древний возраст, характерно для послеархейской истории Земли. Основным источником послеархейского роста континентальной коры являются процессы при субдукции – поддвиге океанических плит под континентальные, а также под другие океанические плиты. При первом виде субдукции происходит горообразование (типичный пример – Анды), с внедрением большей частью кислой магмы с образованием гранитов и внедрением средней магмы с образованием андезитов. Эти магмы происходят из прошедшей дифференциацию расплавов, ультраосновная и

основная часть которых, возможно, остается в нижней коре. В результате второго вида субдукции образуются вулканические островные дуги с внедрением чаще всего средней андезитовой и базальтовой магмы. В дальнейшем островные дуги срезаются при столкновении с континентальной плитой и становятся ее частью, в то время как океаническая плита, несущая на себе острова, продолжает погружаться под континент. Расплавление пород в обоих случаях происходит в результате погружения океанической коры в мантию и из-за взаимного трения плит. Кроме того, имеет место другой вид приращения к континентам океанической коры: океанический участок, который находился над мощным восходящим конвективным потоком, вздымается и утолщается как современный остров Исландия. При дрейфе плит такой остров через какое-то время сталкивается с материком и срезается с океанической плиты, становясь частью континента – **офиолитами**. Участки океанической коры, подобные Исландии, или узкие зоны рифтовых разломов могли также подвергаться **континентализации** – то есть изменяться под действием магматических, экзогенных и метаморфических процессов свойственных континенту, теряя способность погружаться в мантию.

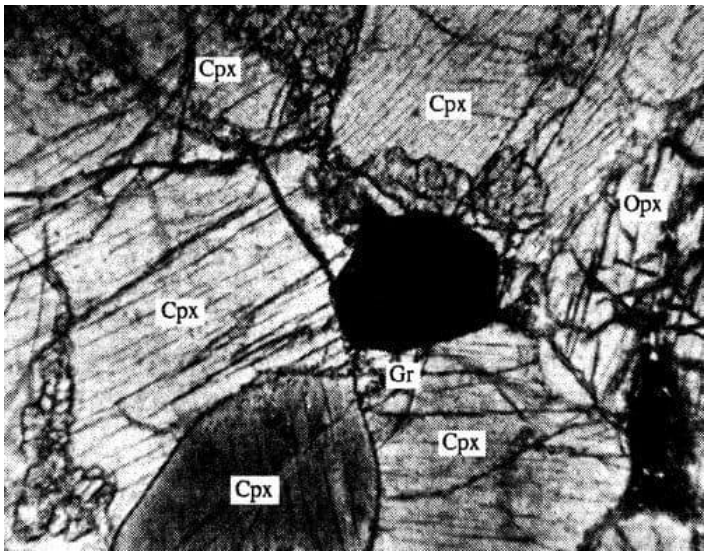
Мощность верхней гранитно-осадочной континентальной коры около 10км и ее состав хорошо изучен, ввиду имеющихся разрезов тектонического и эрозионного характера, а также благодаря бурению – это главным образом гранитоиды и продукты их эрозии и метаморфизма, и различные сланцы – продукты метаморфизма осадочных пород. Верхняя кора названа гранитной по преобладающим в ней породам кислого состава, так как кислые расплавы менее плотные, выплавляются первыми из исходных пород и сохраняются в расплавленном виде до более низких температур, чем основные, и соответственно обладают большей способностью подниматься вверх.

Состав нижней коры условно гранулит-амфиболитовый (основной, «базальтовый»). Нижняя кора составляет нижние 30км и ее состав большей частью предположительный и основан на геофизических исследованиях. Обнажения гранулитовых и амфиболитовых комплексов редки. Гранулит – метаморфит, имеющий полосчатую параллельную текстуру с чередованием темных и светлых полос, состоящих из различных гнейсов, и образуется из магматических, метаморфических и осадочных пород. Эти породы, как полагают, сформировались в нижней коре, о чем свидетельствуют данные температур и давлений при их образовании (700-1000°C и 5-10 кбар). Амфиболиты – продукты метаморфизма базальтов, габбро и карбонатно-глинистых осадочных пород.

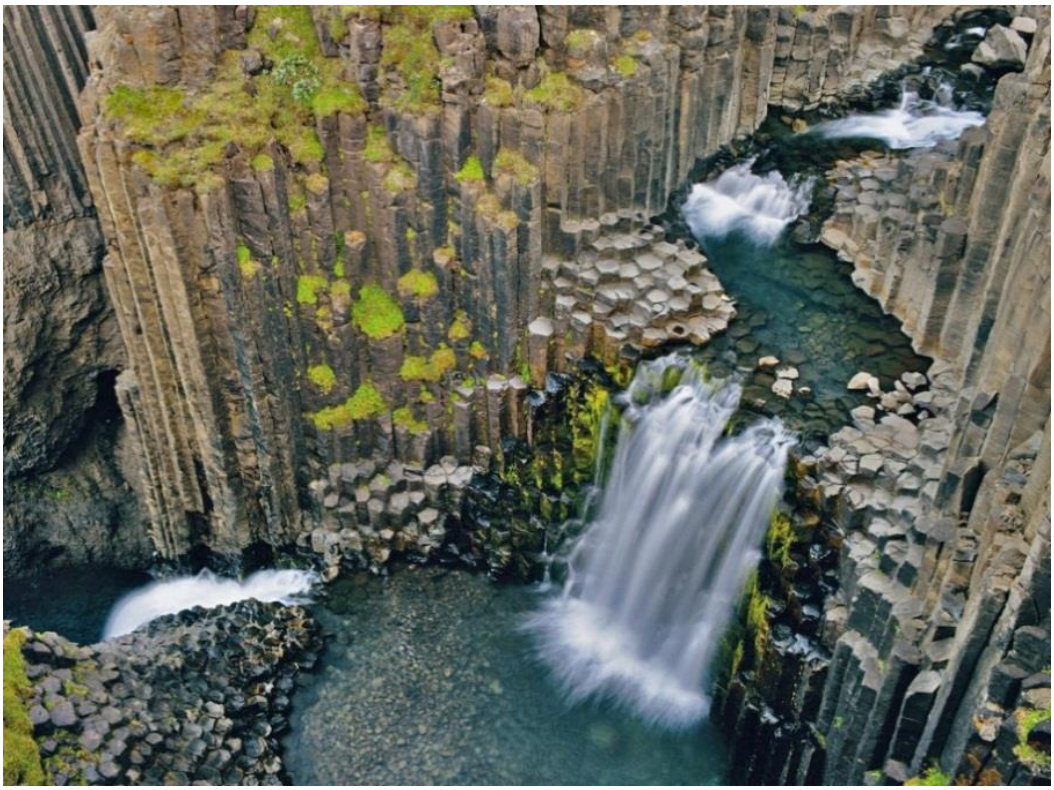
Внутри земной коры также образуются магматические расплавы. При тектонических деформациях какого-либо региона континентальной литосферы, что чаще всего происходит при горообразовании, повышается температура и давление, (но на отдельных участках понижается), возникают разломы, по которым проникают флюидные газовые и жидкие потоки (важнейший флюид – вода) и прямые внедрения магмы из нижележащей

мантии. Внедрение флюидов и порций магмы разного геохимического состава приводит к метаморфизму горных пород. Важной геохимической особенностью такого метаморфизма является возможность образования из гранулитов и амфиболитов гранитных расплавов при достаточно длительной или интенсивной работе флюидных потоков. **Расплавление коровых пород называется анатексисом.** Температура начала анатексиса с образованием гранитных расплавов – 665-740°С при давлении 2000 бар для пород, в состав которых входят кварц, плагиоклаз и калийсодержащие минералы. Такие расплавы образуются на глубинах 10-30км.

Какова же причина тектонической дестабилизации континентальной литосферы? Усиливающийся конвективный поток в астеносфере стимулирует возникновение конвективных круговоротов масс вещества в мантийной части литосферы и круговоротов тепла и флюидов в земной коре, что вызывает деформации, утолщение и повышение температуры литосферы в месте встречных опускающихся течений двух соседних круговоротов в мантийной части и в вышележащем участке коры. Такой участок является областью горообразования (коллизионной зоной), где сталкиваются и деформируются две литосферные плиты, при этом пластина одной плиты всегда надвигается на другую. Под надвинутой пластиной на глубине порядка 20-30км повышаются давление и температура и горные породы метаморфизируются. Если температура, давление или поступление флюидов не уменьшаются, то новообразованные метаморфические породы подвергаются **анатексису**. **Расплав выдавливается вверх через микротрещины и межзерновое пространство, и скапливается при остывании и плотностном равновесии с массивом вмещающих пород на глубинах от нескольких километров до 0,5 км. Вероятно, это и есть основной процесс интрузивного магматизма.**



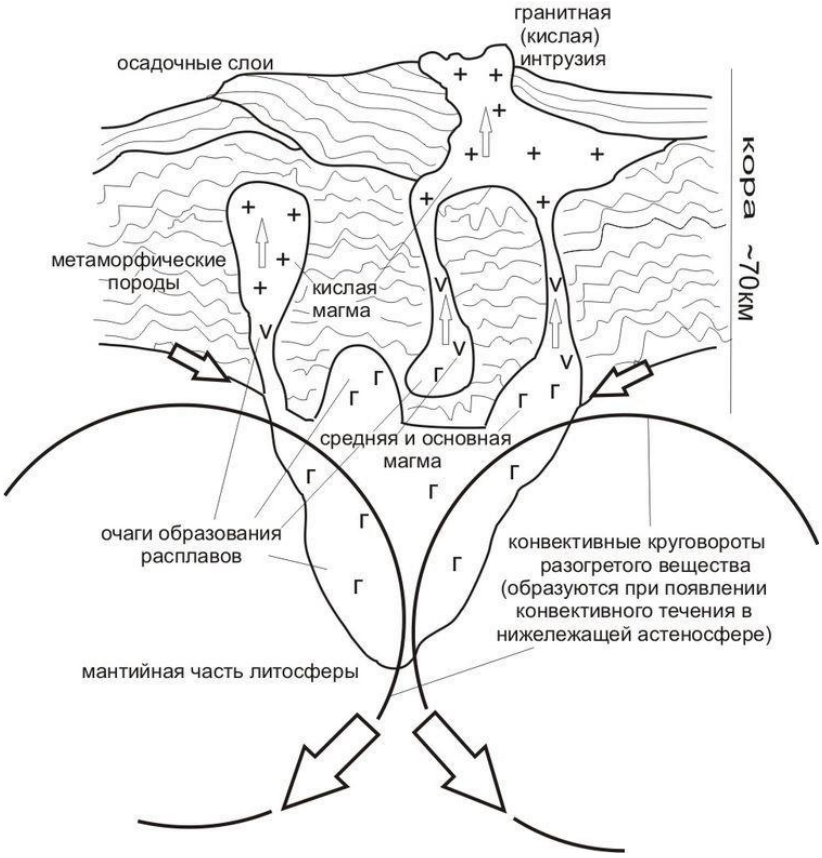
Расплавленное вещество в трещинах и на границах минеральных зерен в гранулитовом эклогите из нижней коры. Образец из трубки взрыва. Кольский п-ов. По материалам Е.В. Шаркова



Исландия. Водопады на базальтах. Фото Хоршойа и Эрлен Харберг

Горообразование и магматизм

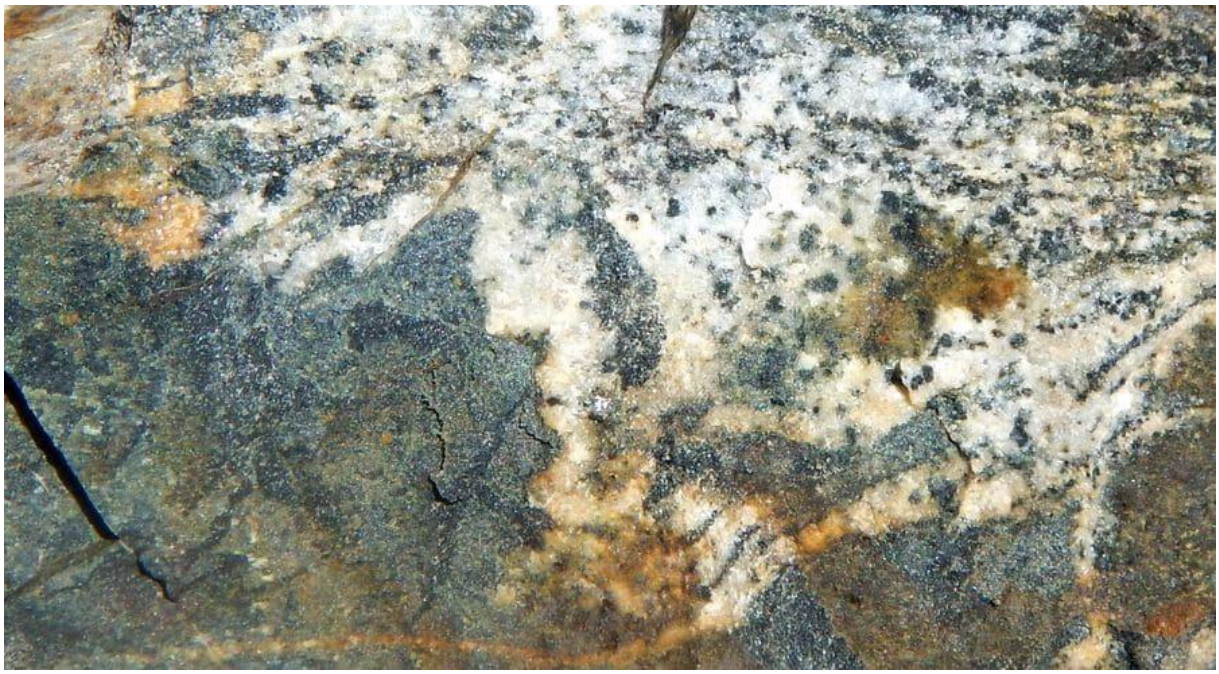
Область утолщения, деформации и повышения температуры литосферы



В мантии образуются расплавы основного состава, при расслаивании которых выделяются средние и кислые магмы. В процессе подъема магма переплавляет вмещающие породы, которые также очень часто имеют кислый или средний состав. Процесс такого переплавления в недрах продолжается и после кристаллизации расплава на больших глубинах, который еще сохраняет достаточную температуру и пластичность.

Пластичность интрузивов может сохраняться вплоть до земной поверхности. Магматические тела, не способные уже переплавить окружающие горные массы, еще способны раздвигать их, внедряясь, например, между слоями осадочных пород и образуя согласные с ними пласты. Интрузивные массивы поднимаются на дневную поверхность при последующих тектонических импульсах и смыве перекрывающих их отложений.

Расплав, имея в очаге более высокую температуру, сначала легко поднимается по зоне тектонических разломов или прямо сквозь вышележащие горные породы. По мере своего остывания проницательная способность расплава уменьшается и образуется затор, где скапливается основная масса пород. При этом магматические тела приобретают вытянутые формы в виде корней, сохраняя пространственную связь с очагом своего возникновения. Не редко со временем магматические тела теряют связь с своими очагами вследствие тектонических движений в земной коре.



Переплавление алевролитов диоритовым расплавом (интрузией) происходило при температуре около 1000 гр С.
Поздний карбон. Восточный Казахстан

Плюмаж или плюмовый магматизм

По плотностным неоднородностям в составе восходящих конвективных потоков выявляются плюмовые струи диаметром до нескольких сот километров. Струи **обладают иным геохимическим составом и более высокой температурой, чем окружающая их мантия и поднимаются со скоростью около 1 метра в год, что превышает скорость обычных восходящих потоков мантии (до 50см в год).** При этом, как предполагается, вершина струи горячее чем ее хвост, расширена и имеет шляпообразную форму. Плюмовые потоки могут распадаться на несколько струй при прохождении границы нижней мантии с верхней и границы верхней мантии с астеносферой, но если только потоку хватит силы преодолеть эти границы.

Плюмаж формируется на границе ядра и мантии на глубине 2900 км и на границе нижней и верхней мантии на глубине 660 км. Время жизни плюмового потока допускается до 120 млн лет. Один из надежных признаков связи мантийных плюмов с ядром – высокое отношение 3He/4He, так как 3He может генерироваться только в ядре.

Природа мантийных плюмов может быть комбинированная (при добавке легкоплавких компонентов понижается температура плавления массива), тепловая (при плавлении окружающего субстрата) и химическая (при различии в плотности между веществом плюма, обогащенного флюидом или расплавом, и окружающим массивом).

Многое указывает на стационарность места зарождения плюмового потока, но сами потоки (столбы) подвержены дрейфу и отклонениям в своем вертикальном положении.

В вопросах возникновения процесса плюмажа до сих пор остается много не ясного, но **прослеживается прямая связь между плюмом и слэбом** – то есть фрагментами литосферы, которые погружаются в мантию. В процессе субдукции литосферных плит фрагменты субдуцируемой плиты отрываются на некоторой глубине в мантии, продолжают погружение до границы верхней и нижней мантии, где накапливаются и частично отклоняются вдоль границы с нижней мантией принимая горизонтальное положение. Часть слэбов продавливается в толщу нижней мантии и продолжает погружение до границ ядра. **Слэбы постепенно расплавляются, и такие скопления расплавленного материала снижают температуру плавления мантии, инициируя плюмовый поток (струю).** При этом вслед за потоком фиксируется всплеск вещества из жидкого внешнего ядра из-за разницы давления в ядре и мантии.

Из внешнего ядра также инициируются плюмы путем выделения водорода, метана и гидридов металлов по следующей химической реакции:

$H_2 + CH_2 + SiH_4 + 2KH + 11FeO = 6H_2O\uparrow + CO_2\uparrow + SiO_2\uparrow + KO_2\uparrow + 11Fe0\downarrow$

флюиды из ядра *из нижней мантии* *в расплаве плюма* *стекание в ядро*

При недостаточной мощности плюма могут возникнуть пережимы и вращение струи вплоть до его разрушения. Время проплавления толщи мантии плюмом составляет от 2,7 до 4,8 млн лет.

Плюмы, достигающие подошвы литосферы, вызывают процессы внутриплитного магматизма. Наиболее мощные магматические потоки способны проплавлять земную кору с выходом на поверхность в виде обширных и длительных извержений с излияниями лав в очень большом объеме. Крупные суперплюмы формируют на поверхности Земли вулканические плато. Плато Путорана в северной Сибири является одним из самых ярких примеров плюмового вулканизма на поверхности континентов.

Менее горячие, но достаточно крупные потоки **формируют гранито-гнейсовые купола и интрузивные батолиты** диаметром до сотен километров. Батолит, представляющий собой грибоообразную вершину такого плюма, сначала проплавляет земную кору, после чего в значительной мере остывшая интрузия раздвигает приповерхностные толщи коры по специфичной и сложной схеме с выходом интрузивного тела на земную поверхность.

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

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

Прямая линия Гавайских островов и сопряженная с ними под углом цепь островов Императорского хребта протянулась на более чем 6000 км в северной части Тихого океана. Гавайи и Императорский хребет образованы при дрейфе океанической коры на северо-запад над стационарно действующей плюмовой струей, периодически проплавляющей кору.

Контролирующим параметром подъема магм является мощность плюма и реологически контрастные свойства диапира (магматического очага) и окружающей мантии. Согласно эксперименту (2016 Полянский, Ревердатто, Бабичев, Свердлова. Институт геологии им. Соболева, Новосибирск) **критический объем частично расплавленного вещества мощностью 7-18км с температурой 1650 гр.С в основании литосферы, образуется за «инкубационный» период в течение 4-5млн лет, после чего начинается всплывание магмы в мантийной литосфере имеющей температуру 1350 гр. С.**

Всплывание мантийного диапира до границы с корой длится около 15-35млн лет. Перерыв между мантийным базальтовыми и коровым кислым магматизмом составляет около 5-6млн лет после чего формируется гранито-гнейсовый диапир (гранитоидная порода слоистой текстуры) **при температуре 650 гр.С. Диапир поднимается сквозь кору в течение 20-25млн лет с предварительным формированием в своей кровле слоя мигматитов** (породы, представленные переслаиванием темных метаморфитов (амфиболиты, сланцы, гнейсы) и светлым материалом гранитоидного состава).

В верхней коре гранито-гнейсовый диапир при достаточной температуре 700-800 гр.С может формировать гранитный интрузив, который поднимается с переплавлением и механическим раздвигом окружающих толщ, часто с выходом на земную поверхность.

Наиболее мощные и широко распространенные выходы магматических пород в Казахстане слагают **Казахстанский девонский и Прибалхашско-Илийский пояса**.

Казахстанский девонский пояс протягивается полукругом от Чу-Илийских гор через Бетпакдалу, западную часть Казахского мелкосопочника до северо-восточной части мелкосопочника. Казахстанский девонский пояс –

длительно развивавшаяся структура с площадным проявлением девонского вулканизма и интрузивного магматизма.

Прибалхашско-Илийский пояс представляет собой незамкнутую полуовальную зону интенсивного развития каменноугольного, пермского и раннетриасового наземного вулканизма и интрузивного магматизма. Включает хребет Кетмень, северо-восточные отроги Заилийского Алатау, южные отроги хребтов Алтын-Эмель и Джунгарского Алатау. Под мезозойско-кайнозойскими отложениями Прибалхашской впадины, по геофизическим данным, пояс прослеживается к озеру Балхаш, далее протягивается к горам Каркаралы, откуда поворачивает на юго-восток к озеру Алаколь.

Вулканическое извержение в Бетпакдале. Девонский период

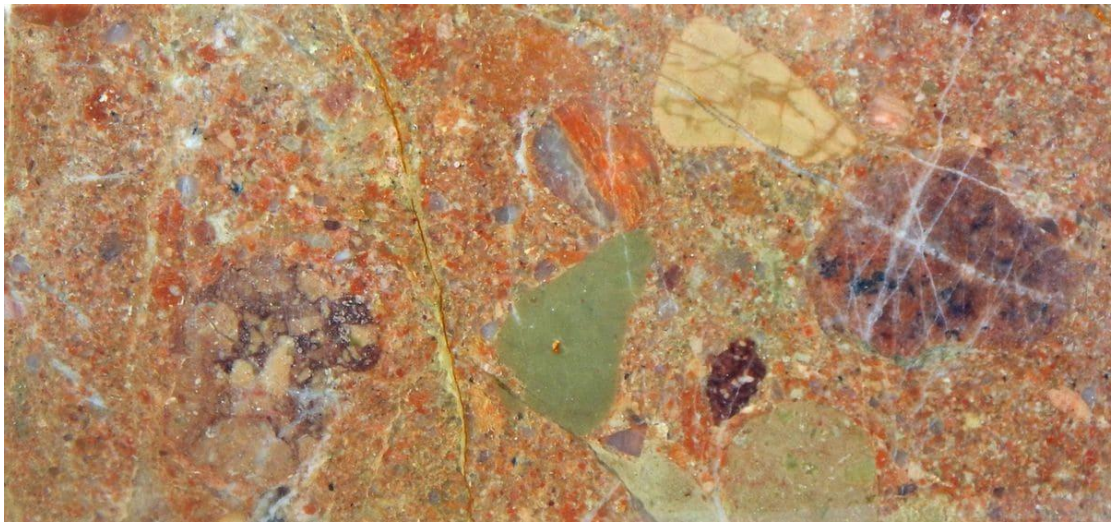
Остатки магматической камеры девонского вулкана в Центральном Казахстане и извергнутые этим вулканом мелкие вулканические бомбы, приобретшие сферическую форму в воздухе

В истории развития обоих поясов выделяются следующие стадии:

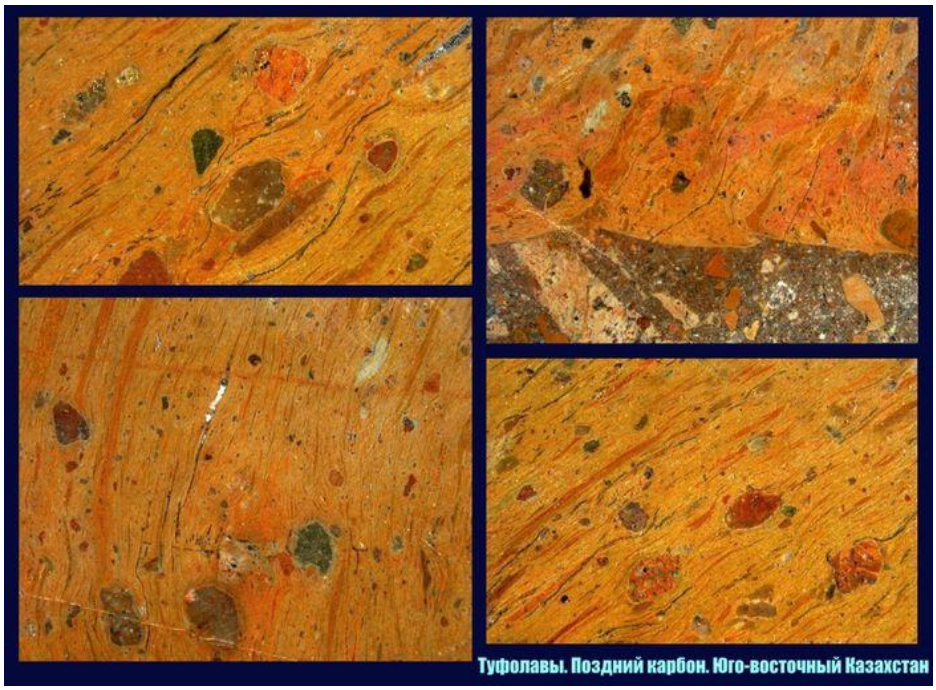
Стадия заложения Казахстанского пояса в раннем девоне. В эту стадию происходили массовые вулканические извержения в связи с подъемом базальтоидных магм. В пределах пояса отдельные вулканы группировались в

хребты вдоль зон магмоподводящих глубинных разломов. Излияния преимущественно средних андезитовых, дацитовых и основных базальтовых лав часто сопровождались катастрофическими взрывами с разрушением вулканических построек и размывом и переотложением продуктов вулканической деятельности в спокойные периоды без извержений.

Палеовулканы каменноугольного периода. Центральная Сары Арка



Туфогравелит. Карбон. Плато Кендыктас. Джамбульская область



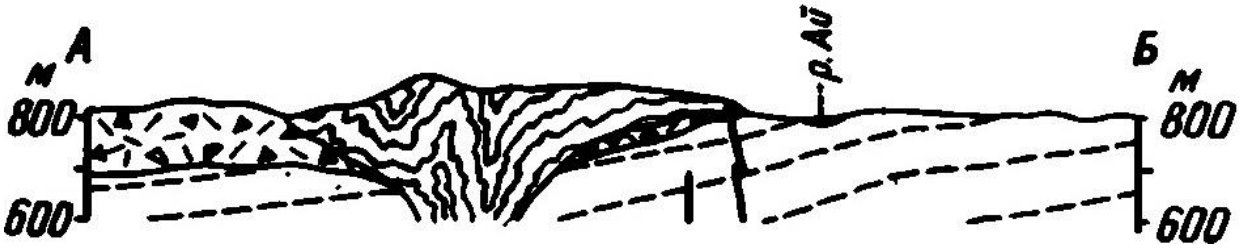
Заложение Прибалхашско-Илийского пояса – огромного вулканического нагорья размером около 800 на 500км происходило в раннем карбоне, главным образом на юге. Магматический базальтовый материал поступал по зонам глубинных разломов с вовлечением в магмообразование кислого слоя коры. Формирование пояса на данной стадии завершилось внедрением интрузивов по разломам.

Стадия становления в Казахстанском поясе охватывала конец раннего девона, в Прибалхашско-Илийском – конец карбона и начало перми. Эта стадии в обоих поясах имеет схожи: извержения кислых газонасыщенных магм и формирование плато с кольцевыми впадинами, образованные в результате опустошения магматических камер при извержении больших объемов магм.

Поздняя стадия в Казахстанском поясе продолжалась 16 млн. лет в среднем девоне. В Прибалхашско-Илийском поясе стадия охватывает период от конца ранней перми до конца поздней перми продолжительностью около 35 млн. лет. За этот этап накопилось около 60% общего объема вулканических образований поясов, 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.

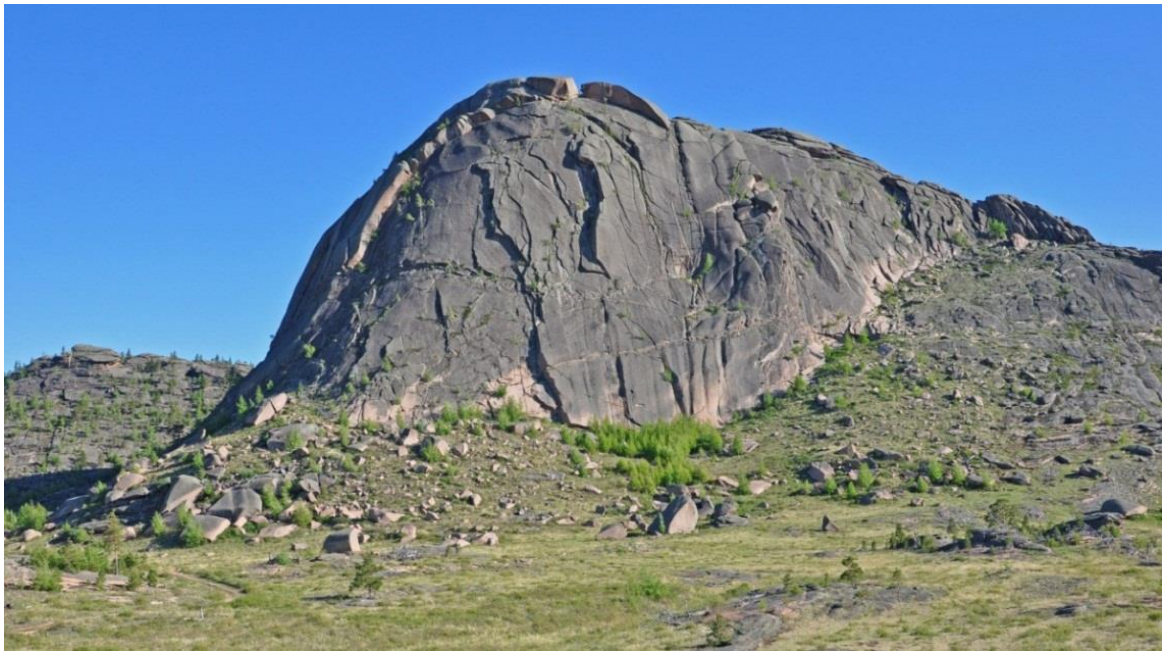
Остаточная стадия в Казахстанском поясе охватывает поздний девон. В эту стадию происходили отдельные извержения кислых лав. Также значительная часть территории была вовлечена в морскую трансгрессию с накоплением морских осадочных толщ. Формирование Прибалхашско-Илийского пояса завершалось в самом конце перми извержениями кислых вулканитов на территории современной Илийской долины и в раннем триасе

становлением триасовых интрузивных массивов, к которым принадлежат гранитные массивы Баянаул и частично Каркаралы.



Разрез поздне-пермского (~260 млн. лет) ***вулкана Ай*** *на западной оконечности хребта Тарбагатай. Размеры вулкана в плане 1,1 х 1,9 км. С юга он согласно облекается потоками основных лав; северо-западный край его срезается небольшим разломом. На западе и востоке выделяются остатки двух горловин с экструзией, выдавленной из горловины на последней стадии извержения. Восточная горловина имеет очертания примерно равностороннего округленного треугольника с длиной ребра около 1 км, сложенного трахи-риолитовыми лавами. В центральной части отмечается почти исключительно вертикальное падение текстур флюидальных течений. По краям преобладает пологая флюидальность. Остальное пространство между двумя подводящими каналами заполнено лавовыми брекчиями трахи-риолитов. Лавовые брекчии являются более ранними образованиями жерловой фации – они образуют межпластовую залежь мощностью не менее 100м, которая на юго-востоке резко сужается и переходит в согласно залегающий пологий покров, выклинивающийся на протяжении 1,2 км в южном направлении. С переходом в покров брекчиевые лавы довольно быстро сменяются туфолавами.* *Из статьи «Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана» С.Г. Самыгин 1974*

Граниты Каркаралы



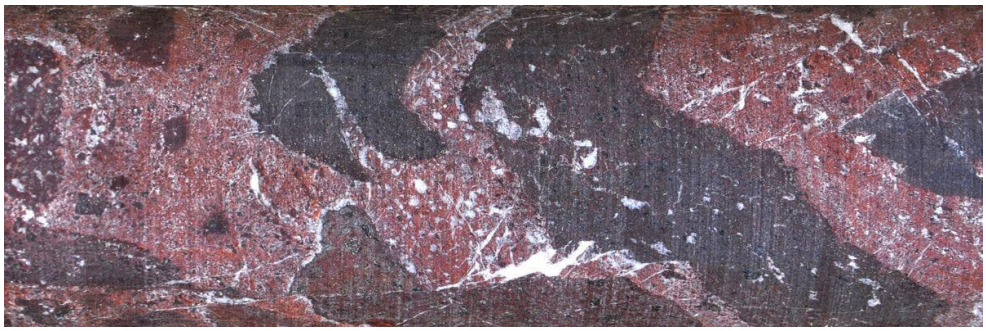
Гранитный интрузив в Баянских горах

Пермские граниты массива Бектау Ата в Центральном Казахстане

Бектауата. Фото Фархат Кабдыкаиров

Бугуты. Пермский палеовулкан. Алматинская область

Палеовулкан пермского периода Буркутты. Запад Казахского мелкосопочника



Лавобрекчия. Ранний силур. Чингизтау. Восточный Казахстан

Магматический контакт ордовикского гранита (вверху) и карбоновой риолитовой лавы. Горы Торайгыр. Юго-восточный Казахстан

Бассейны вулкана Даллол, Эфиопия. Prostointeresno.com

Осадконакопление

Осадочные породы образуются путем физического и химического разрушения (выветривания) исходных горных пород под действием ветра, температурных перепадов, химических реакций и воздействия живых организмов и эрозии под действием водных потоков с последующим осаждением, уплотнением и цементацией разрушенного материала, а также химического (каменная соль) и органического (ракушечники) осаждения. Например, гранит разрушается до песка и затем уплотняется и цементируется до песчаника. Осадочные породы составляют 25% состава земной коры и покрывают 75% земной поверхности. Характерной чертой залегания осадочных пород является слоистость. Границы слоев образуются при перерыве осаждения пород или смене характера осадконакопления, а также при разрушении ранее отложившихся слоев и последующем отложении на них новых осадков.

По генезису осадочные породы подразделяются:

речные – разрушенные и отложенные речными потоками различной интенсивности (в том числе небольшими временными);

озерных и морских течений, в том числе разрушенные прибоями;

ледниковые – разрушенные и отложенные ледниками, в том числе приледниковые, отложенные водными потоками;

селевые – отложенные грязе-каменными потоками при размыве ледниковых отложений;

оползневые и обвальные в наземных условиях;

оползневые в подводных условиях;

хемогенные – подводного химического осаждения – хемогенные известняки, галогенные соли и другие. Образуются в воде путем кристаллизации растворенных элементов;

органогенные – растительного (торф), животного (ракушечники) и бактериального (строматолиты) происхождения;

эоловые – отложения воздушных потоков. Почти всегда являются переотложенными осадочными породами;

тектонические щебни и брекчии – образованы при трении земной коры в зонах тектонических разломов;

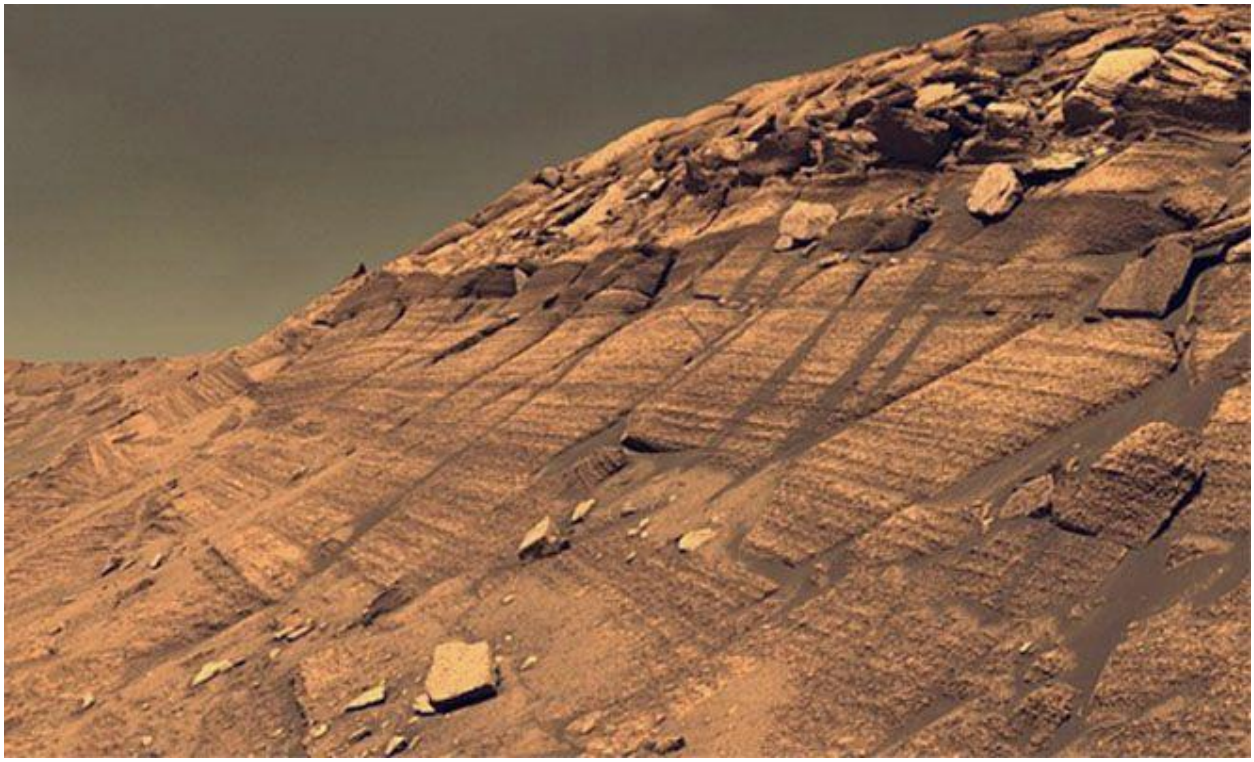
а также очень редкие отложения

грязевого вулканизма не связанные с процессами магматизма;

*импактны*е – образованные при ударе метеоритов.

Озерно-речные отложения неогена и палеогена в Илийском Актау. Фото Михаил Королев

Илийский Актау



На Марсе. NASA

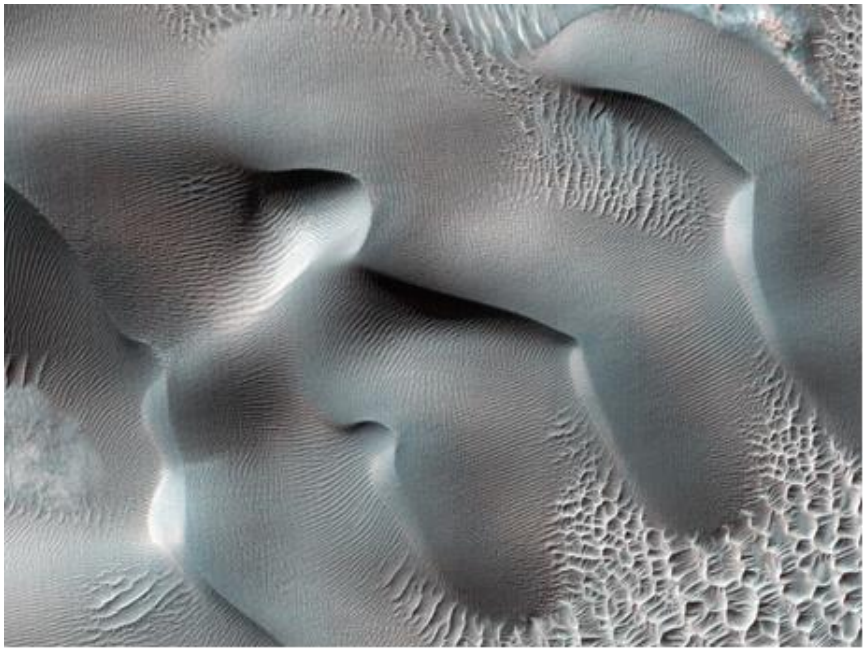
Разрушение горных пород природными силами на земной поверхности и в приповерхностных условиях называется выветриванием и эрозией. **Выветривание** – разрушение пород без существенного их перемещения, обусловленное колебаниями температур воздуха, химическим воздействием воды, атмосферных и подземных газов (главные из которых кислород и углекислота) и биохимическим воздействием органических веществ в результате жизнедеятельности организмов. **Эрозия –** разрушение пород с существенным их перемещением, обусловленное механическим воздействием твердой и жидкой воды и ветра, а также гравитацией (обвалы, осыпи, оползни).

Суточные и сезонные колебания температур приводят к нагреванию и охлаждению земной поверхности. Зерна разных минералов, из которых состоят горные породы, в различной степени расширяются и сжимаются и между ними возникают напряжения, приводящие к нарушению сцепления. Затем в возникающие таким образом трещины проникает вода, которая обладает большим коэффициентом расширения при замерзании, что приводит к относительно быстрому разрушению породы. Резкоконтинентальный климат Казахстана с большими суточными (до 20ºС) и сезонными колебаниями (до 80ºС) температуры весьма способствует физическому выветриванию пород. Кроме того, механически разрушают породы корневые системы деревьев и кустарников.

Горные породы в небольшой степени подвержены эрозии под действием ветра, несущего песчаные частицы, которые точат и шлифуют камень. Но работа ветра хорошо видна при создании барханов и в каменистых пустынях, где ветром выдувается пыль и песок и на месте остаются только камни.

Нью-Мексико. Фото Hung Ton

Второй по высоте бархан мира – 405м в Гоби. Высочайший бархан находится в пустыне Лут, Иран – 407м

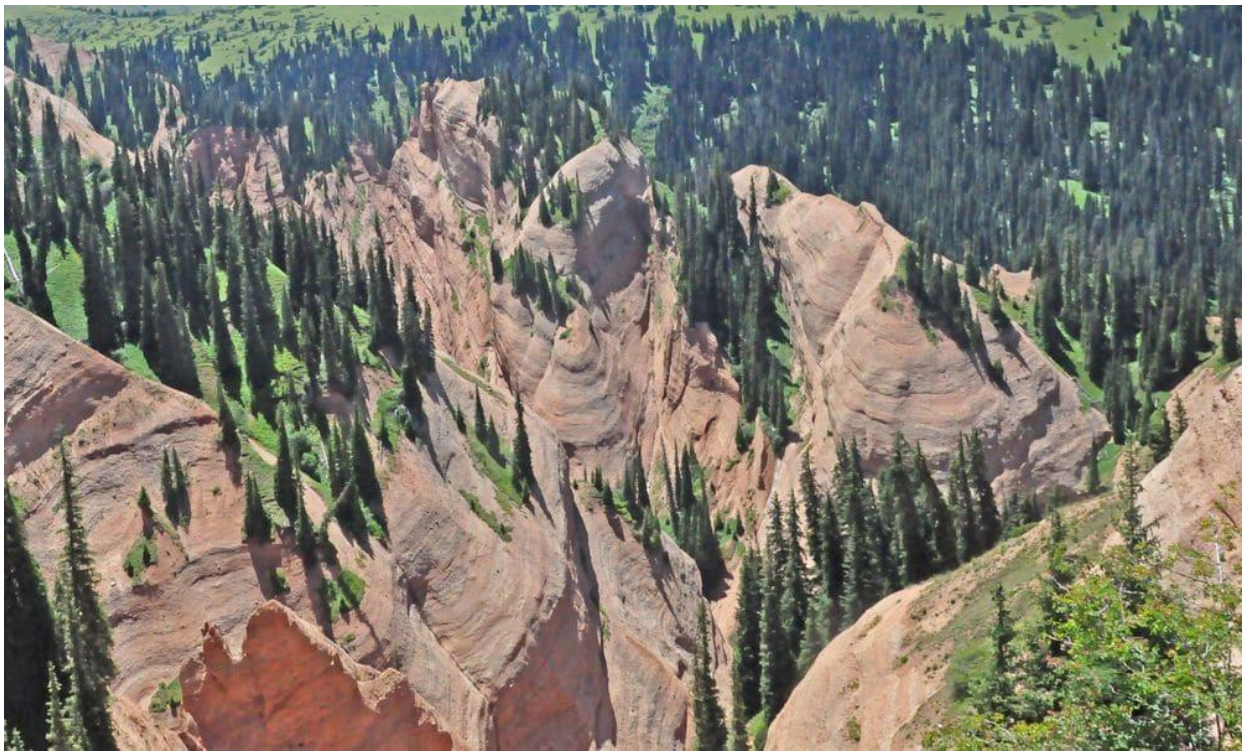


Песчаные барханы на Марсе. NASA

Наиболее мощную работу по разрушению, транспортировке и отложению осадочного материала проводит вода. **Песчаный материал таких крупных пустынь Казахстана как Кызылкум, Мойынкум, Нарын-пески, Сарыесик Атырау накоплен реками и озерами за миллионы лет.** Реки играют важную роль среди экзогенных (внешних) факторов преобразования рельефа на поверхности континентов.

Река Сан-Хуан. Юта. Фото Олег Гапонюк

На начальной стадии речной эрозии преобладает донная эрозия, которая стремится понизить высоту истоков по отношению к уровню конечного бассейна (базису эрозии) куда впадает река или местному базису, чем может являться уступ с водопадом. Затем в полную силу вступает боковая эрозия, ведущая к подмыву берегов. С течением времени река вырабатывает плавную вертикальную кривую, которая носит название профиля равновесия. Реки производят и переносят в огромных количествах обломочный и растворенный материал во взвешенном состоянии, но немало перемещается гальки и валунов по дну, особенно горными реками. Иногда такое перемещение приобретает катастрофический характер в виде селей – грязекаменных потоков.



Каньон в Терскей Алатоо. Северный Тянь-Шань

Русло селевого потока. Заилийский Алатау

Процесс речного осаждения не завершает перенос и эрозию, а происходит одновременно с ним. В формировании долины большую роль играют изгибы реки, в пределах которых меняется характер течений – когда один берег подмывается, то на противоположном откладываются осадки.

Речная деятельность – важнейший экзогенный фактор выравнивания (денудации) земной поверхности.

Крупнейшей речной долиной Казахстана является долина Иртыша. История ее формирования насчитывает около 60 млн. лет начиная с палеоценовой эпохи.

Осадочные породы морского происхождения на территории Казахстана также широко развиты и в подавляющем большинстве они литифицированы ввиду их большого возраста. При **литификации или окаменении осадков** происходят следующие главные изменения: уплотнение, обезвоживание, цементация и кристаллизация. Эти процессы проходят под давлением вышележащих слоев осадков. Из-за наличия различных химических соединений, заполняющих пространство между зернами в различных пустотах и последующей их кристаллизации, происходит цементация осадков.

Морские осадки большей частью сформированы реками, выносящими осадки в море, морскими течениями и разрушительной работой прибоев. Часто наблюдается следующая картина распределения морских осадков. Галечники прибоя и рек при впадении реки в бассейн распространены в прибрежной зоне. Затем в более глубоководной области их сменяют песчаные, и более мелкие алевритовые осадки, потом следуют глинистые осадки в наиболее глубоких частях морского или озерного бассейна. Однако такая схема может существенно отличаться в зависимости от морских течений, подводного и наземного рельефа и состава осадков, переносимых реками.

Часто имеет место **флишевый** характер морских отложений, который характеризуется более или менее ритмичным чередованием мелкозернистых и крупнозернистых слоев. Вопрос их образования является дискуссионным, но чаще объясняется колебаниями уровня бассейна, то есть трансгрессией и регрессией. Во время регрессии (отступании) и трансгрессии (наступлении) берега вся зональная серия осадков перемещается, в результате чего мелко- и крупнозернистые слои перекрывают друг друга. Колебания уровня водоемов обусловлены тектоническими, а также климатическими изменениями.

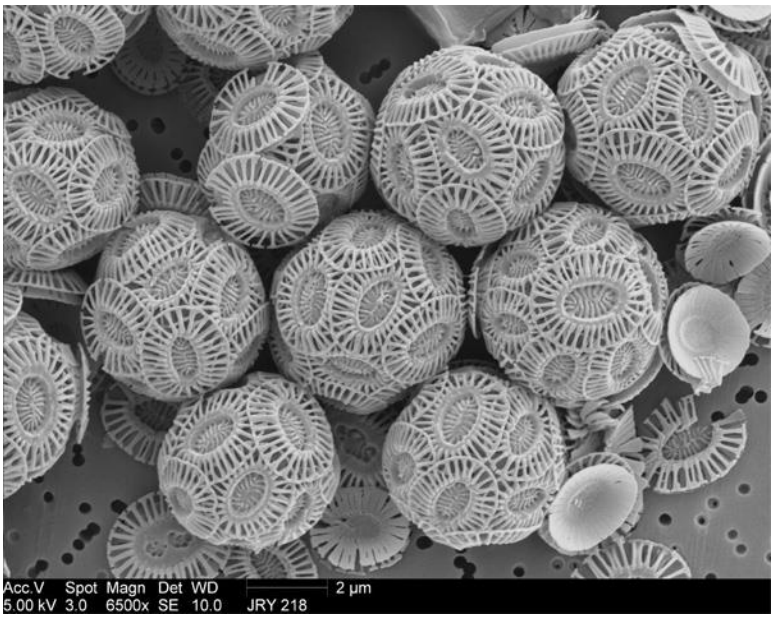
Переменная активность тектонических процессов изменяет объемы срединно-океанических хребтов, что влияет на повышение или понижение уровня мирового океана. Чем выше магматическая активность Земли, тем быстрее раздвигается океанское дно и тем больше изливается магматического материала в срединно-океанических хребтах, объем которых возрастает и тем самым вода вытесняется – в результате происходит трансгрессия мирового океана. Затем под давлением набравшего объемы хребта происходит проседание океанского дна, что влечет за собой

регрессию. Другой причиной считается прерывистый рост прибрежных хребтов, то есть когда период роста хребта сменяется спокойным тектоническим периодом. При поднятии гор реки выносят в море более грубообломочный материал, но по мере выработки своего профиля равновесия реки откладывают алевриты и глину на грубые и крупнозернистые осадки. Затем циклы повторяются вновь.

Флиш. Украина. Карпаты. Фото Fed-Kobets

При похолодании вода концентрируется в виде льда в полярных областях, что влечет за собой регрессию водных бассейнов и, наоборот – при таянии льдов начинается трансгрессия.

В Западном Казахстане широко развиты морские отложения биогенного происхождения – меловые ракушечники мезозоя и кайнозоя Каспийского моря. Мел – это скопления большей частью пластинок известковых микроскопических водорослей кокколитофорид, а также раковины простейших одноклеточных организмов и песчано-глинистый материал. Накоплению такого огромного количества раковин способствует высокая температура воды, слабые донные течения и небольшое поступление осадков другого генезиса.

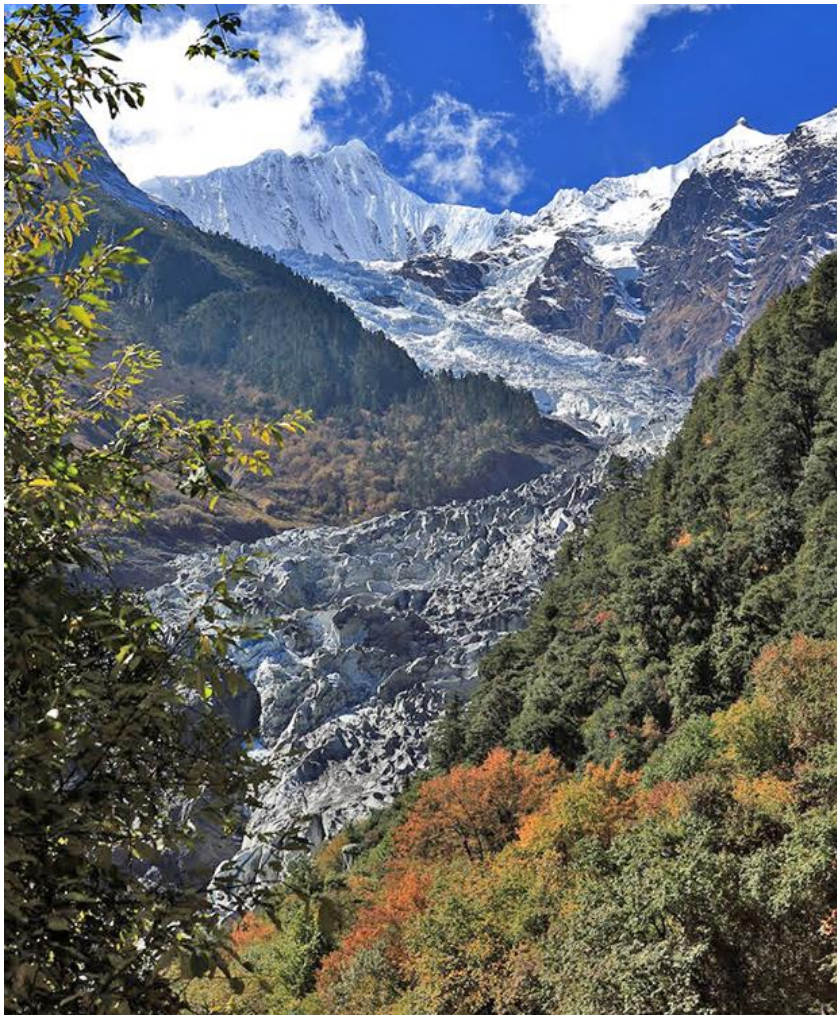


Кокколитофориды. Co2.ulg.ac.be

Цветение кокколит у берегов Англии. Sanger.ac.uk

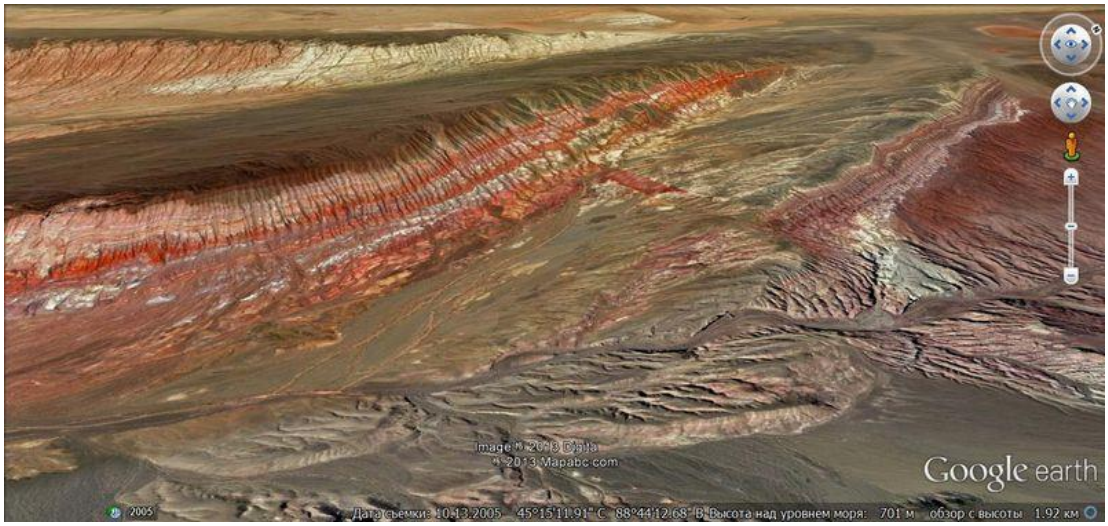
Разрушительная и транспортирующая работа льда – один из сильнейших факторов осадконакопления. Древнейшие свидетельства ледниковой деятельности в Казахстане несут отложения венда, которые представляют собой два слоя **тиллитов** – грубообломочного материала образованного движением льда во время двух крупнейших ледниковых периодов планеты. Между тиллитовыми слоями находится карбонатная толща, которая образовалась в межледниковый период и содержит окаменевшие организмы – онколиты. Такие слои имеют распространение в горах Улытау, Каратау и на юго-западе Казахского мелкосопочника.

Ледники образуются в результате накопления снега в период отрицательных температур с условием большого количества осадков, что позволяет снегу не до конца растаивать в теплый летний период и таким образом накапливаться. Снег постепенно уплотняется под действием давления и положительной температуры сначала до фирна, а затем кристаллизуется в лед. Под собственной тяжестью, накопившейся лед сползает вниз в виде ледника, который перемещает горную массу. Результат деятельности ледников – это вырезанные ими ущелья и морены. **Морена** – это скопление грубообломочного материала образованного при движении ледника, который скалывает горные породы и транспортирует их вниз по ходу своего движения. Морена включает в себя бесформенные обломки различных размеров от 15м до песка и глин. Накопление льда в горах и его сползание происходит неравномерно. Режим движения ледников и образование морен зависит от климата – чем холоднее и влажнее климат, тем больше накапливается лед.



Ледник в Южном Китае. Массив Мейли 6690м. Автор?

Ледник в Южном Тибете



Палеогеновые осадочные породы в Западном Китае в Джунгарской пустыне

Известняковое плато на Мадагаскаре. Фото Stephen Alvarez

Гренландия. Фото Nick Cobbing

«Гриб» с блоком метаморфической породы. Ледник Южный Иныльчек. Центральный Тянь-Шань. Adventuretravel.ru

Марс. Облако пыли после оползня с края полярного плато покрытого льдом диоксида углерода. NASA

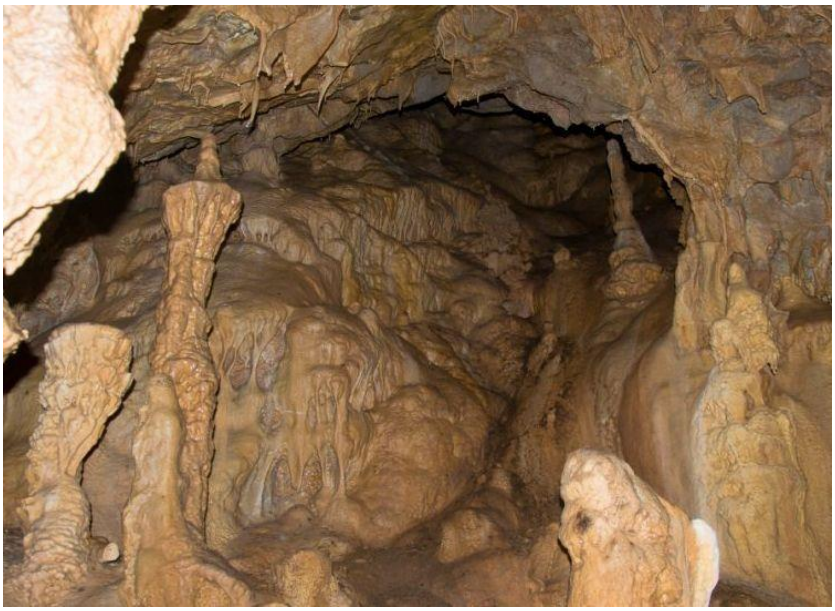
В Казахстане в кайнозойскую эру ледники существовали только в горах. Периоды сильнейших горных оледенений происходили в эпоху плейстоцена на Алтае и Тянь-Шане. В последние 1,8 млн. лет там произошло два крупных оледенения (ледниковых периода). Первое и крупнейшее имело покровный характер – льды покрыли хребты целиком. Второе оледенение было покровно-долинным – ледники покрывали центральные районы гор и заполняли долины, вырезанные первым оледенением. Льды второго оледенения опускались до уровня 1500-1700м над уровнем моря. После этих двух крупных ледниковых периодов горы приобрели знакомый нам вид – глубокие ущелья и выраженные вершины нередко с высокими отвесными стенами.

Почти все морены прошлых ледниковых периодов уничтожены геологической деятельностью последующих оледенений. В настоящее время мы можем видеть только так называемые древние морены последнего малого ледникового периода, происходившего между 40 000 - 10 000 лет назад, и современные морены современных ледников, имевших максимальные объем и длину в 18 веке. Согласно европейским летописям похолодание климата происходило в 13-18 веках (это похолодание также называется малым ледниковым периодом). С 19 века по настоящее время климат теплеет, ледники отступают, обнажая скопления камней – современные морены.

Древние морены опускаются до высоты около 2000-2500м, выползая в главные долины с боковых ущелий. В настоящее время они заросли кустарником и деревьями – в том числе еловым редколесьем. Современные морены – это груды голых камней, тянущиеся от ледников. В глубинах

современных морен сохраняется лед. Лед же на дневной поверхности появляется выше на высотах от 3000м.

Подземная деятельность вод, кроме создания подземных туннелей и различных полостей, выражена в создании сталактитов, сталагмитов и других натечных форм химической работы воды. Вода, просачиваясь через породы, насыщается растворенными химическими соединениями, которые кристаллизуются при выходе воды на поверхности породы. Вода, капающая длительное время с потолка пещеры, образует висящие сталактиты, а на полу пещеры, куда падают капли, образуются сталагмиты. Пещеры формируются, чаще всего в известняках, так как они легко растворимы и одновременно устойчивы к гравитационной силе разрушения.



Пещера на западе Талаского Алатау. Южный Казахстан. Фото Сергей Курочкин

Пещера Ханг Сон Дунг. Вьетнам. Фото Peter Carsten

Пещера в Таиланде. Фото John Spies

Химическая работа воды проявляется также в формировании **кор выветривания – комплекса осадочных горных пород, образованных без их перемещения путем физического и химического разложения до дресвы, песков и глин почти всех типов пород под действием воды и растворенных в воде реагентов.** Выветрелые до дресвы и песка породы без существенного изменения их химического и минералогического состава относятся к начальному этапу разложения. Однако магматиты и метаморфиты при начальном этапе выветривания формально не являются осадочными продуктами. Например, гранит, разрушенный до песка и дресвы без какого-либо перемещения, в целом сохраняет облик исходного гранитного массива и, являясь по факту песком или дресвой, не относится к осадочным породам. Большинство осадочных пород Казахстана происходят из кор выветривания – это подавляющая часть глин, в меньшей степени песков, гравия и галечников.

Процесс выветривания до конечного этапа формирования, при котором образуются массивные разноцветные глины, может занимать от тысяч до десятков миллионов лет.

Балхаш подмывает глины коры выветривания

Бывшие серые диориты, разложенные до глины. Восточный Казахстан

Горные породы химического (соли) происхождения широко распространены на территории Казахстана. Галогенные соли – галит (NaCl), сильвин (KCl), карналлит и др. осаждаются при жарком сухом климате в замкнутых и полузамкнутых бассейнах.

Солончак Уюни. Анды. Автор?

Солеродный бассейн представляет собой сложную водно-солевую систему, развитие которой определяется воздействием как внешних (тектонический режим, гидрохимия и др.), так и внутренних (глубина, изменение уровня, температура, минерализация, стратификация вод, биологическая продуктивность и пр.) факторов.

Теплые воды способствуют растворимости вещества, в том числе образованию ионов Na, K, Cl – элементов, широко распространенных в химическом составе горных пород. **Когда приповерхностные слои водоема с интенсивной испаряемостью насыщаются солями, начинается их осаждение.** Но сначала на дне водоема Na и K вступают в химическую связь с карбонатами кальция и магния с образованием кальций-магний-натриевых солей типа гейлюссита. **Устойчивый переход галогенных солей (хлориды натрия и калия) в донные отложения начинается тогда, когда в донных рассолах химически связываются все карбонаты.**

Осадочные горные породы не являются конечной стадией эволюции пород. Они могут подвергаться метаморфизму, а также превращению под действием давления, высоких температур, газово-жидких потоков и прямого переплавления в магматические породы.

Тектоническая брекчия, образованная при надвиге. Джунгарский Алатау

Метаморфизм

Метаморфизм – процесс существенного изменения структуры и минерального и химического состава любых горных пород под воздействием температуры, давления и химической активности глубинных растворов (флюидов). Высокие температуры и давление способствуют увеличению проницаемости горных пород. Метаморфические изменения в горных породах начинаются при повышении температуры до 200 град С и увеличении всестороннего давления, вызванного весом вышележащих масс. Однако не меньшее значение имеет боковое давление, в результате чего открываются пути миграции глубинных флюидов, являющихся главными переносчиками теплоты.

При возрастании температуры на 10 град С скорость химических реакций удваивается в два раза, а при возрастании на 1000 град скорость реакций увеличивается в 1000 раз. В среднем давление растет на 270 бар на каждый километр в глубину.

Без участия флюидов метаморфизм идет медленно или вообще не происходит. Наиболее важным компонентом флюидов является вода; другими распространенными компонентами являются – двуокись углерода, сероводород, соединения хлора, фтора, бора, гидрооксиды натрия, калия и кальция. Флюиды являются переносчиками тепла и источником генерации

тепла при окислении флюидных компонентов. Флюиды ускоряют и облегчают химическое взаимодействие между минералами.

Все метаморфические породы можно разделить на две группы: парапороды образованные из первично осадочных пород, когда например, из известняков получаются мраморы, из песчаников – кварциты, из глин – филлиты; и ортопороды – которые образовались из первично магматических пород, например из базальтов – метабазиты, из гранитов – ортогнейсы.

Рифейские мраморы в Центральном Тянь-Шане

Метаморфиты весьма разнообразны. Из одних и тех же пород могут образоваться различные метаморфические породы, которые сами нередко подвергаются дальнейшим минеральным и структурным изменениям.

Кроме того, в зоне метаморфизма горные породы могут расплавляться, но происходит не полное, а частичное их плавление, точнее выплавление вещества – анатексис. Такие частично расплавленные породы поднимаясь вверх концентрируются с образованием чаще всего очагов кислой магмы.

Метаморфические процессы разделяются на следующие типы:

Региональный метаморфизм – наиболее распространенный. Проявляется на площадях в сотни тысяч км^2, что обусловлено погружением региона на глубины, достаточные для всесторонних и самых глубоких процессов метаморфизма. Такие толщи развиты на древних платформах, так как породы старше 2,5 млрд. лет метаморфизованы полностью, протерозойские частично, а фанерозойские только в складчатых областях и районах, подвергшихся наибольшему давлению и температурному воздействию. Поэтому в складчатых структурах фанерозоя можно наблюдать, как одновозрастные толщи аргиллитов переходят в глинистые сланцы, затем в филлиты, кристаллические сланцы и, наконец, в гнейсы. Время не сильно влияет на процессы регионального метаморфизма.

Например, лавы раннего протерозоя (2,2 млрд. лет) в Прибайкалье почти не отличаются от голоценовых лав (6-4 тыс. лет) Эльбруса; кембрийские глины и вендские пески под Санкт-Петербургом не претерпели даже литификации.

Комплекс пород регионального метаморфизма и динамометаморфизма подразделяется на метаморфические фации. Одна исходная порода дает разные метаморфические породы в различных фациях. Например, глина, проходя стадию литификации, превращается в аргиллиты, затем в низкой фации метаморфизма (без изменения минерального состава) превращается в глинистые сланцы; в фации зеленых сланцев – в филлиты (уже с изменением минерального состава); в амфиболитовой фации – в двуслюдяные сланцы; в гранулитовой фации – в биотит-гиперстен-кордиеритовые гнейсы (с изменением химического состава). Перечисленные выше фации – зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая отвечают ступеням метаморфизма, соответствующим степени усиления преобразований первичной породы.

Гранулитовая фация свидетельствует о температурах 700-1000 градС, давлении около 9000 ат, и глубинах порядка 10-40км. Амфиболитовая фация – 500-700 градС, 5000-9000 ат, 10-20км. Фация зеленых сланцев и фация низкого метаморфизма – 200-500 градС, 3000-9000 ат, 1-10км. Амфиболитовая и гранулитовая фации находятся большей частью в нижней коре составляющей 75% всей континентальной коры. Фация низкого метаморфизма и фация зеленых сланцев располагается в верхней коре.

Углеообразование (метаморфизм торфа) является разновидностью регионального метаморфизма. В Казахстане накопление углей наиболее интенсивно происходило в карбоне и юре при отмирании и углефикации растительности в районах длительного произрастания тропических и субтропических лесов. Захоронение больших масс неокисленного органического углерода и дальнейшее углеобразование обеспечивали большой опад древесной органики в болотных лесах при высокой степени эрозии грунта перекрывающего доступ кислорода и при отсутствии в те времена специфичных грибов, разлагающих древесину.

Динамометаморфизм – преобразование горных пород под воздействием тектонических движений, происходящее с разрушением, раздроблением, истиранием и перекристаллизацией породообразующих минералов без значительных изменений химического состава.

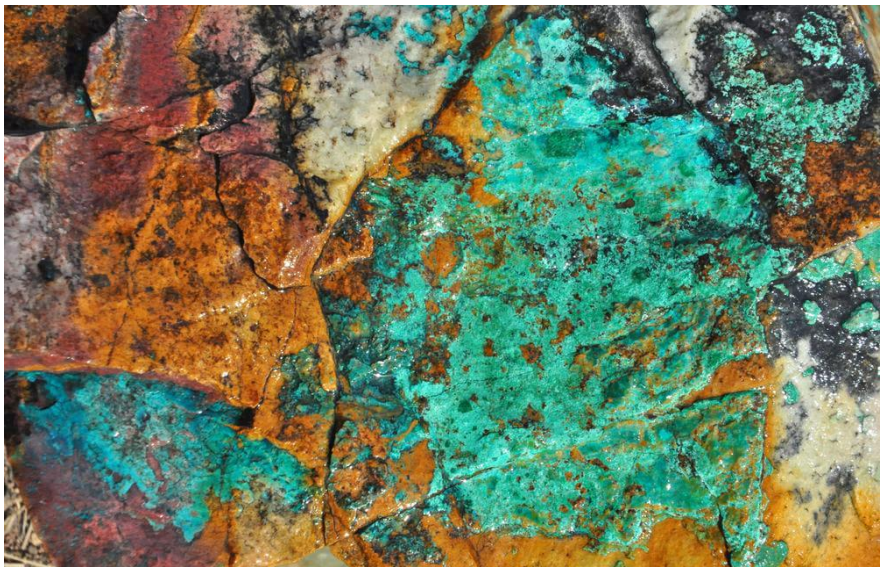
Переплавление диоритовой магмой алевролитов. Поздний карбон. Восточный Казахстан

Контактовый метаморфизм – процесс замещения и переплавления горной породы магматическим расплавом на их контакте;

Пример контактового метаморфизма – минералогическое изменение гранитов ордовикского периода с исходного розово-коричневого до голубовато-зеленого цвета при внедрении магмы в карбоновом периоде. Чарынский каньон. Юго-восточный Казахстан

Метасоматоз (метасоматизм) – особый вид метаморфизма, сводящийся к процессу замещения одних минералов другими с существенными изменениями химического состава горных пород, но с сохранением их

объема и твердого состояния при воздействии жидких (гидротермальных) и газовых (пневматолитовых) растворов с высокой химической активностью;



Бывший базальт после двух этапов гидротермально-пневматолитового метасоматоза:

На первом этапе исходная порода черного цвета подверглась карбонатизации и окварцеванию с превращением в метасоматит белого цвета; после второго этапа по трещинам минерализовались малахит (зеленый), лимонит (желтый), гематит (темно-красный) и псиломелан (черный). Поздний карбон. Центральный Казахстан

Регрессивный метаморфизм – происходит, когда некоторые горные породы, образовавшиеся при высокой температуре и давлении, попадают в условия умеренных и малых давлений и температур. Например, ультраосновные эффузивные породы превращаются в метаморфит серпентинит, который затем может перейти в асбест.

Ультраметаморфизм – процессы плавления горных пород под воздействием раскаленных газовых и жидких флюидов – является переходным явлением к магматизму.

Жильное минералообразование – заполнение трещин в горных породах минералами – в основном кварца под действием гидротермальных и пневмоталитовых растворов без изменения или с незначительным изменением вмещающих горных пород.

<u>История Земли</u>

Катархей (гадей) (4,56 – 4 млрд. лет назад)

4,567 млрд лет назад планетоидное округлое тело Протоземля диаметром около 300км уже сформировало свое первичное металлическое ядро и планета продолжала увеличиваться за счет аккреции – столкновений планетоида с другими телами меньшего размера и выпадения на земную поверхность пылевых кластеров и метеоритов. Аккреция сопровождалась разогревом планеты по всей глубине за счет энергии распада радиоактивных элементов, ударов астероидов, вращения планеты, гравитационной дифференциации в процессе петрологического расслоения недр, а также приливного взаимодействия с Луной. Эти процессы в будущем инициировали **разделение ядра на жидкую внешнюю оболочку и твердое внутреннее ядро, расслоение силикатной мантии и формирование температурно-плотностного конвективного круговорота земного вещества.**

В конце аккреции Земля находилась в состоянии близком к полному плавлению.

Поверхность Земли в то время представляла собой магматический океан, а первичная катархейская кора формировалась путем застывания магматического океана (то есть его кристаллизации) и интенсивных извержений. Кора перекрывалась мощным вулканическим чехлом, который сильно перерабатывался ударами астероидов. Состав коры был предположительно анортозит-базальтовый.

Приблизительно 4,43 млрд лет назад Протоземля захватила в свое гравитационное поле планету Тэя диаметром около 6000 км (близкой к марсианской). После столкновения Тэи с Землей в околоземное пространство

были выброшены осколки полностью разрушенной Тэи и уцелевшей Земли. Эти осколки сформировали путем аккреции (слипания и уплотнения) земные спутники, среди которых крупнейшим была Луна. Через некоторое время все спутники, кроме Луны, упали обратно на нашу планету или удалились в межпланетное пространство.

Астронавт Харрисон Шмитт – первый геолог, побывавший на Луне.1972 год

В результате катастрофы Земля приобрела вращение по наклонной оси, что явилось одной из главных причин появления климатической зональности и сезонности климата на нашей планете.

Кроме того, предполагается, что всего через сутки после столкновения был инициирован процесс расслоения земной мантии на два слоя – верхний с преобладанием расплавов и газов и нижний твердый слой, залегающий с глубины 1300км. После катаклизма остатки Тэи в верхней мантии кристаллизовались и оседали в нижнюю на протяжении нескольких тысячелетий.

В эту древнейшую эпоху земные сутки равнялись 6 часам. Видимая площадь диска Луны в сотни раз превышала видимый размер современной Луны. Горячая Луна светилась темно-красным светом и обогревала земную поверхность. Временами на Луну падали астероиды, пробивая ее тонкую кору и можно было видеть изливавшуюся раскаленную лаву из образовавшихся кратеров.

Восход Луны в Северном Казахстане

Архей (4 млрд. – 2 млрд. 500 млн. лет)

В архее расслоение Земли на жидкое и твердое ядро, верхнюю и нижнюю мантию и кору в общем виде завершилось, но медленная, по сравнению с археем, дифференциация планеты продолжается до настоящего времени. В этот эон на планете сформировались гидросфера и атмосфера, состоящая из паров воды, H_2S, CO, H_2, N_2, CH_4 и других газов, но пока без свободного кислорода. Кроме того, благодаря взаимодействиям конвективных потоков в жидком внешнем ядре с конвективными потоками мантии и взаимодействию внешнего ядра с внутренним твердым ядром, образовавшемся в протерозое и которое вращается с другой скоростью, чем остальная планета, и благодаря вращению самой планеты, **возникло магнитное поле Земли**, защищающее нас от смертоносного космического излучения. Свойство же горных пород при своем формировании намагничиваться и сохранять свою магнитную запись неизменной сколь угодно долго, помогает установить перемещение блоков земной коры относительно магнитных полюсов Земли.

Планета разогревалась благодаря ударам астероидов, приливному взаимодействию с Луной, радиоактивному распаду элементов и вращению самой Земли, что привело к расплавлению земных недр и образованию конвективных перемещений расплавленного вещества, после чего основным источником разогрева уже являлась энергия, выделяемая при зонной дифференциации железа, то есть стекании железа и его окислов к центру планеты, в результате чего формируется ядро. В настоящее время ежегодно в земное ядро переходит около 150 млрд тонн железа и его монооксида (FeO). С архея этот процесс стал главной причиной конвективных течений мантийного вещества в твердой, но очень горячей (2000-2500 гр. С) мантии – то есть перемещений непосредственно вызванных температурной, а также плотностной и химической неоднородностью.

Важной особенностью конвективных потоков является наличие в них плюмов. **Плюмы** представляют собой грибовидные «капли» размером в сотни километров поднимающиеся к земной коре со скоростью около 1-2 метров в год. Мантийные плюмы рождаются за счет потока газов (H2, CH4, KH и др.) из металлического ядра, который окисляется при взаимодействии с минералами нижней мантии и понижает температуру плавления смеси оксидов нижней мантии и с границы нижней и верхней мантии. Потоки газов ядра инициируются, вероятно, слэбами – фрагментами литосферы, погрузившиеся до поверхности ядра. Образованный в местах концентрации газовых струй расплав прокладывает себе дорогу в верхней и нижней мантии со скоростью, значительно превышающей максимальную скорость конвекции. Предполагается, что **такая «капля» имеет несколько отличный геохимический состав от окружающей мантии и горячее ее (но в твердом состоянии, как и окружающее мантийное вещество), что и позволяет ей**

подниматься обособленно и намного быстрее внутри восходящего конвективного течения. На поверхности Земли плюмы оставляют явные следы в виде трапповых излияний (диабазы и базальты), отличающихся по химическому составу от окружающих их участков коры.

Со времени своего появления, конвективные течения являются главной движущей силой тектоники плит, а значит и основной силой формирования внешнего вида земной поверхности. Поразительная история палеогеографии нашей планеты обусловлена сложным развитием системы конвективных течений.

Конвекция в мантии имеет перемежающийся характер. **Общемантийный круговорот вещества мантии – овертон сменяется двухъярусной конвекцией** (предположение существования которой поддерживается не всеми), то есть в какой-то момент возникает два круговорота вещества – один в верхней мантии и второй в нижней мантии. Можно предположить, что в начале архея на планете сформировалась общемантийная конвекция, состоящая из 6 восходящих струй (четыре струи поднимались в экваториальной области, две на полюсах) и из 8 нисходящих потоков (аваланши), которые опускались в недра соответственно между восходящими струями. То есть **аваланши – это охлажденные у поверхности Земли струи начинающие погружаться обратно в глубины мантии.** Тяжелые, охлажденные аваланши достигая ядра, растекались по его поверхности, со временем покрывая все ядро. Восходящие струи тем временем растекались под внешней поверхностью планеты. Мантийное вещество нижней и верхней мантии, таким образом, поменялось местами. **Большая часть вещества мантии совершила полный круговорот примерно за 600 млн. лет, достигнув максимальной скорости своего движения 3 млрд. 900 млн. лет назад. Это был первый <u>овертон</u> планеты** начавшийся около 4 млрд. 200 млн. лет назад и закончившийся около 3 млрд. 600 млн. лет назад. В этот период **<u>над первыми аваланшами образовались первые материки</u> планеты**. После овертона температура мантии упала на 20%. Затем настала длительная эпоха с медленной двухъярусной конвекцией. Как в верхней, так и в нижней мантии в это время существовало множество восходящих и нисходящих течений. Нижняя мантия постепенно разогревалась, а верхняя мантия остывала.

Около 3300 млн. лет назад горячее вещество нижней мантии стало проникать в верхнюю мантию и подниматься дальше к поверхности планеты, в то время как холодное вещество верхней мантии начало резко стекать в нижнюю. Так начал нарастать **второй овертон с одним супераваланшем над которым, в позднем архее, первые материки Земли начали объединяться в один суперконтинент**. Второй овертон и все последующие представляли собой иную комбинацию потоков – несколько восходящих и один нисходящий – супераваланш. **В истории планеты было 5 овертонов. После 2-го, 3-го, 4-го и 5-го овертонов формировались единые**

суперконтиненты. Суперконтинеты консолидировались над суперaваланшом, то есть в местах схождения и погружения конвективных потоков.

Как зарождались первые континентальные плиты? В местах, где сходившиеся конвективные течения расплавленного вещества магмы опускались в расплавленные недра, океаническая базальт-коматиитовая кора (коматиит – ультраосновная порода, продукт извержений в архее, реже в протерозое, очень редко в палеозое), покрывающая жидкий верхний слой мантии, взламывалась, скучивалась, и торошилась с образованием плато. Утолщенная таким образом кора под действием постоянного давления и температуры превращалась в гнейсы и другие метаморфические породы и одновременно подвергалась плавлению в глубинах с образованием гранитной магмы, которая всплывала, проплавляя плато. Так формировались **первые острова континентальной коры,** состоящей из гранитов, гнейсов, базальтов и приобретшие плавучесть из-за меньшей плотности по сравнению с мантийным веществом.

Первые плиты-острова рождались также благодаря ударам астероидов, пробивавших тонкую базальтовую кору, вызывая магматическую деятельность, в общем приводящую к тем же результатам. Со временем минералогический и петрографический состав первичных континентальных плато значительно изменялся.

Итак, после первого овертона возникло пятнадцать материков (древних плит или **кратонов** по тектонической терминологии) – Северная Америка (Лаврентия), Сибирь (Ангарида), Восточная Европа (Балтика), Восточная Антарктида, Западная Австралия (Пилбара), Индия, Центральная Африка, Калахари (Каапваал), Западная Африка, Синокорея, Южный Китай, Тарим, Гвиана, Центральная Бразилия и Сан-Франсиску. Эти кратоны составляют более 70% современной континентальной коры. Кроме того, возникло неизвестное количество малых островов. В общем, предполагается, что около 75% континентальной коры возникло в архее после первого овертона. В последующие эпохи к древнейшим плитам присоединялись новообразованные участки континентальной коры в результате еще более сложных геологических процессов.

Каньон Каринджини в Северо-Западной Австралии прорезает архейские породы. Фото John Waring

Сегодня Североамериканский кратон (самый крупный) занимает северную часть Великих равнин США, восточную и северную Канаду, Канадский Арктический архипелаг, море Хадсона (Гудзонов залив) и Гренландию. Кратон Сибирь – часть Сибири от реки Лена до реки Енисей. Восточная Европа практически занимает всю восточную часть Европы. Очертания кратона Восточная Антарктида точно неизвестны из-за недостаточной изученности. Западная Австралия соответственно занимает западную часть Австралийского материка. Индия – полуостров Индостан. Расположение африканских кратонов отвечает их названию. Кратон Синокорея вытянут в широтном направлении в Северном Китае, захватывая Корейский полуостров. Южнокитайский кратон располагается в бассейне реки Янцзы. Тарим – это Таримская впадина в Западном Китае. Кратон Гвиана слагает Гвианское нагорье. Центральная Бразилия расположена южнее Амазонки в бассейнах рек Шингу и Топажос. Сан-Франсиску – юго-восточнее Амазонки в бассейне реки Сан-Франсиску.

Скалы архейского плато Эннеди в Сахаре. Фото Founderg

Первыми архейскими островами континентальной коры, вошедшими в состав будущего Казахстана, являлись Кокшетау, Улытау и Бетпакдала.

Большая часть кратонов в настоящее время покрыта мощными слоями осадочных пород (километры). Но немалые площади находятся на дневной поверхности, так что и сегодня можно прогуляться по первозданной поверхности материков – такие обнажения называются щитами. Можно предположить, что озера и реки на этих древнейших поверхностях являются древнейшими реками и озерами Земли. Во всяком случае, на такой древней поверхности возрастом 3,8 млрд. лет в Юго-Западной Гренландии найден древнейший метеоритный кратер планеты.

Атмосферные газы, исключая кислород, выделились благодаря дегазации мантии. Дегазация – это процесс выделения свободной воды и различных газов из базальтовых магм, изливающихся наиболее интенсивно в срединно-океанических хребтах. Весь свободный кислород, как считается, имеет биогенное происхождение за счет деятельности сине-зеленых водорослей (цианобактерий) в морских водах архея. Кислород плохо растворим в воде и потому почти весь прирост идет в атмосферу.

Вода выделяется главным образом во время подъема базальтовых расплавов и их излияний в срединно-океанических хребтах.

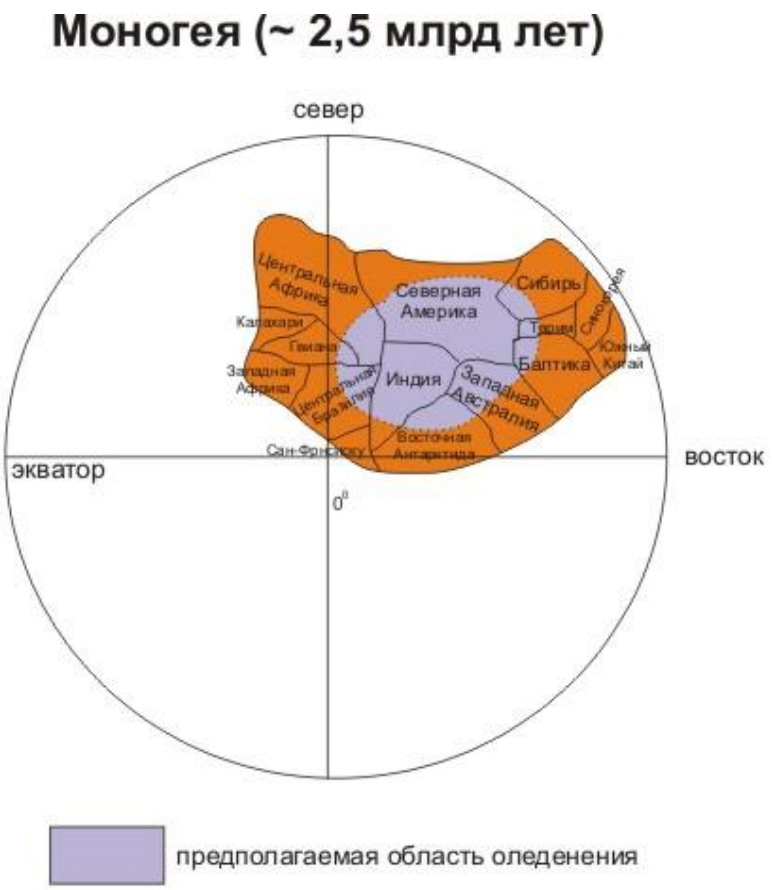
В мантийном веществе концентрация воды не превышает 0,06%, но за 4 млрд лет дегазации, воды выделилось достаточно много чтобы заполнить океанские впадины, залить континентальные шельфы и насытить атмосферу, где влага конденсируется и на протяжении миллиардов лет выпадает на земную поверхность заполняя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

На Земле продолжает идти мощный процесс – выделение энергии в результате гравитационной дифференциации земных недр и распада радиоактивных элементов. Этот процесс привел к выделению окисно-железного ядра, мантии и земной коры с возникновением во всех сферах планеты конвективных круговоротов – причины тектонической активности Земли.

Протерозой (2 млрд. 500 млн. – 540 млн. лет)

Во время второго овертона, который начался в конце архея и закончился 2 млрд. 500 млн. лет назад, разрозненные архейские фрагменты континентальной коры встречались и скучивались над единственным нисходящим потоком – суперaваланшем. Так образовался **первый единый материк Земли Моногея**. Все места сочленения таких разновозрастных образований сегодня можно увидеть в виде крупных несогласий и перерывов. Образование Моногеи с консолидацией почти всех плит завершилось 2 млрд. 500 млн. лет назад.

Протерозойский океан был намного мельче современного океана, а континент стоял высоко над океанскими водами, представляя собой высокогорное плато (в среднем около 3км над уровнем океана) без особо выраженных вершин. Высокое стояние материка вызвало крупное оледенение, покрывшее почти весь континент – на Канадском щите, Балтийском щите, на щитах Южной Африки, Южной Америки, Западной Австралии, Индии и Сибири обнаружены тиллиты – грубообломочные сцементированные породы, возникающие при движении льда. Это было второе оледенение в истории Земли. Первое же, имевшее небольшое распространение, произошло в позднем архее в Южной Африке.



Попытка реконструкции первого суперконтинента Земли опирается на расположение отложений архейских тиллитов (пород ледникового генезиса) обнаруженных в Индии, Бразилии, Африке, Канаде, Гренландии, Балтике (Восточной Европе), Сибири и Западной Австралии.
Обширное оледенение в средних широтах вызвано, вероятно, высоким стоянием континента над мелководным океаном.
Моногея находится в северо-восточном секторе согласно экспериментальным результатам (численное моделирование) В.Д.Котелкина и Л.И.Лобковского (Московский государственный университет и Университет океанологии им. П.П.Ширшова).

В эти же времена в атмосфере стал появляться свободный кислород за счет фотохимических реакций в верхних слоях атмосферы и фотосинтеза сине-зеленых водорослей.

Архейские и протерозойские плиты не только «сваривались» друг с другом, но и разламывались, образуя широкие разломы – рифты. Рифты заполнялись вулканическими осадочными породами, здесь происходили внедрения базальтовых и гранитных магм, образуя так называемые зеленокаменные пояса. Были случаи надвигания одних частей кратонов на другие. Надвигались также фрагменты океанической базальтовой коры на континентальную кору, подобно речным льдинам, во время ледохода выползающим на берег – в таком положении они сохранились до сегодняшнего времени. Океанические плиты также испытывали **континентализацию**: привариваясь к континентальным плитам, они подвергались интрузивным и вулканическим процессам и накапливали на себе осадочные толщи.

В конце архея и в начале протерозоя около 2,7 – 2,4 млрд лет назад происходил главный тектоно-магматический переход от плюм-тектоники архея и раннего протерозоя с выплавлением из мантии плюмовых расплавов – к термохимическим плюмам с границ ядро - нижняя мантия – верхняя мантия и тектонике плит с явлениями субдукции и спрединга.

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. Эти конвективные горизонтальные струи, проходящие под плитами, представляют собой **частично расплавленное вещество, называемое астеносферой.** В настоящее время мощность **астеносферы** под плитами океанов составляет около 100км; под плитами континентов мощность этого слоя значительно варьирует, иногда отсутствуя вовсе. При спрединге в месте расхождения плит образуются обширные разломы, которые заполняются продуктами базальтового магматизма, создавая тем самым протяженные (тысячи километров) срединно-океанические хребты. **Субдукция – это схождение и сжатие литосферных плит, где океаническая плита пододвигается под континентальную под действием нисходящих конвективных течений.** Погружение одной континентальной плиты под другую также называют процессом субдукции. Увлекаемая в мантию нисходящим течением плита (слэб), впоследствии полностью переплавляется в недрах мантии. При переплавлении такой плиты происходят глубокофокусные землетрясения, чьи гипоцентры находятся на глубинах до 670км. Происходит это в результате превращения минералов плиты в минералы с более плотной структурой. Землетрясения с близповерхностными гипоцентрами возникают при разломах, сдвигах, надвигах плит в земной коре.

Часть слэбов, то есть корового вещества, скапливается на поверхности ядра, в результате чего на границе ядра и мантии образовался изолирующий **слой D**, который уменьшает тепловой поток из ядра и понижает температуру в источниках плюмов. **Слой D имеет свою систему конвекции, поддерживающую относительно стабильную температуру и механизм образования плюмов.**

При погружение океанических плит под континент, происходят вулканические процессы с образованием магматических масс, наращивающих объем материка. Кроме того, при субдукции континентальная плита соскабливает с поверхности субдуцирующей плиты часть рыхлых осадочных слоев, которые накапливаются у края континента в виде смятых слоев морских осадков, называемых **аккреционной призмой**.

Большая часть морских осадков погружается в мантию, где вследствие переплавления часть вещества поднимается по вулканическим каналам и извергается на земной поверхности с выбросом в атмосферу углекислого и других газов. Таким образом, процессы субдукции поддерживают стабильность климата планеты, поставляя углекислый газ.

Океаническая кора постоянно обновляется в зоне спрединга и исчезает в зоне субдукции. Поэтому на Земле отсутствует океаническая кора древнее юрского возраста, но существуют фрагменты океанической коры более древних возрастов на континентальной коре – **офиолиты**. Так на территории Китая обнаружены офиолиты архейского возраста.

Новых крупных кратонов в раннем протерозое не образовалось. Однако появились новые и довольно широкие зоны смятия при столкновениях (коллизии) и консолидации плит с соответствующим горообразованием.

В период раннего протерозоя произошло два важнейших события. Первое – уровень океана стал повышаться – были перекрыты срединно-океанические хребты, которые до этого возвышались над океаном в виде цепей вулканических островов, опоясывая планету. В результате чего климат Земли потеплел. Второе событие – в ядре выделилось внутреннее твердое железо-никелевое ядро.

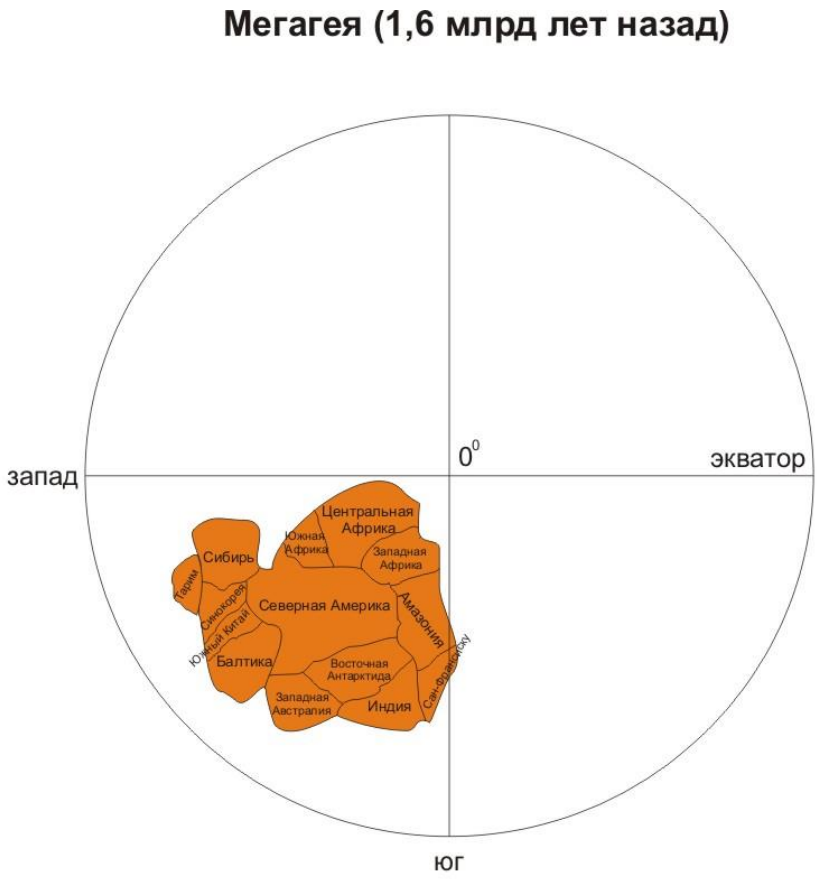
2 млрд. 200 млн. лет назад начался распад Моногеи на десятки фрагментов. Моногея просуществовала примерно 400 млн. лет. **Что стало причиной распада суперконтинента?** Во-первых – двухъярусная система конвекции, сменившая общемантийную конвекцию, приобрела разнонаправленный характер течений мантийного вещества под суперконтинентом. Во-вторых – единый суперконтинент, стоящий над суперaваланшем стал препятствовать тепловыделению из мантии – участок мантии перегревается и нисходящий поток сменяется восходящим. В-третьих – из-за своего вращения планета, стремясь привести свою форму к симметричному эллипсоиду, разрушает возвышенную часть литосферы – суперконтинент, и фрагменты материка расходятся, чему и способствует вновь возникшая двухъярусная конвекция с множеством восходящих и нисходящих потоков.

В результате Моногея распалась на 14 континентов и какое-то число мелких островов. Континенты представляли собой те же архейские кратоны с приваренными раннепротерозойскими «кусками» – континент Амазония (включавший в себя Гвиану и Центральную Бразилию), Сан-Франсиску, Северная Америка, Восточная Антарктида, Индия, Центральная Африка, Западная Африка, Южная Африка (Каапваал), Западная Австралия, Сибирь, Восточная Европа, Синокорея, Южный Китай и Тарим.

Разбросанные более или менее равномерно волей конвективных течений по Земле, и медленно продрейфовав еще около 400 млн. лет по протерозойскому океану, континенты вновь стали собираться 2 млрд. лет назад в единый материк. Как и в прошлый раз это было вызвано перегревом

нижней мантии и переохлаждением верхней мантии. Резкий подъем нижнемантийного вещества к поверхности планеты и одновременное опускание верхнемантийного вещества к ядру стало причиной общемантийного круговорота-овертона с несколькими восходящими струями и с одним опускающимся потоком-аваланшем. На этот раз аваланш возник на противоположной стороне Земли, над которым соответственно стал формироваться второй в истории суперматерик – **Мегагея (Колумбия)**. Процесс формирования второго суперконтинента завершился 1,6 млрд. лет назад.

Кокшетау, Улытау и Бетпакдала объединенные в единую плиту – ядро будущего Казахстанского континента, вероятно, тоже входили в состав первых суперконтинентов.



Расположение Мегагеи в юго-западном секторе согласно экспериментальным результатам В.Д.Котелкина и Л.И.Лобковского.

Просуществовав примерно 400 млн. лет, Мегагея распалась в середине рифея, то есть около 1,2 млрд. лет назад.

Сформировались новые континенты – бывшие небольшие острова, значительно выросшие в размерах. Это Западно-Нильский континент с ядром, возникшим еще в архее, и Ла-Плата с протерозойским ядром консолидации. Однако Центральная Африка, наоборот распалась на два блока – Конго и Танзанию, а от Северной Америки откололась Гренландия,

но все они отошли не далеко друг от друга и в позднем рифее вновь соединились.

Через 200 млн. лет после распада Мегагеи начался четвертый овертон, приведший 1000 млн. лет назад (в начале позднего рифея) к появлению суперконтинента **Родиния (Мезогея)**. Родиния сформировалась в южном полушарии. В ее состав входил новый континент – Центрально-Азиатский, включавший территории современных гор Каракорум, Гиндукуш, Памир (имеющий архейское ядро), Иранское нагорье, Тянь-Шань, а также Кокшетау, Бетпакдалу, Улытау, Мангышлак и Устюрт. Континент представлял собой в то время высокое плато с многочисленными вулканами.

За свою 300-миллионную историю Родиния переживала множество бурных тектонических событий, среди которых наиболее грандиозное – перемещение отколовшейся 750 млн. лет назад от Северной Америки Восточной Гондваны (Восточная Антарктида, Западная Австралия и Индия), и присоединение ее через 150 млн. лет вновь к Родинии.

750 млн. лет назад начался затянувшийся на 150 - 200 млн. лет распад Родинии с образованием океанов: Палеоазиатского, Палеояпетуса, Палеотетиса и Палеопацифики.

В Центральном Казахстане сохранились следы рифта в виде моласс (обломочного материала с бортов рифта или с гор) отколовшегося от Родинии ПалеоКазахстана. Центральный Казахстан в венде, в результате развития рифтов представлял собой сложный архипелаг с внутренними мелкими морями на континентальной коре и глубоководными морями, образованными на месте рифтов на океанической коре.

В то время как в венде продолжала распадаться Родиния, на юго-западе стал протекать противоположный процесс консолидации (коллизии) Южноамериканских и Африканских континентальных плит с образованием нового континента – Западная Гондвана. Позднее к Западной Гондване присоединились остров Мадагаскар (имеющий архейское ядро) и Восточная Гондвана. Единая Гондвана образовалась в середине пятого овертона, то есть к началу кембрия, первого периода палеозойской эры 540 млн. лет назад.

В позднем рифее (850-635 млн. лет назад) крупнейший ледниковый период – Сноубол сковал всю планету льдом. Эта ледниковая эпоха выделяется по отложениям тиллитов, которые перекрываются известняками и доломитами, свидетельствующие о резком потеплении климата после оледенения. Кроме того, крупный геостратиграфический перерыв глобального характера протяженностью в сотни миллионов лет между рифеем и вендом, а также выравненная льдами поверхность позднерифейских массивов, косвенно свидетельствует о почти полном прекращении осаждения пород, разрушенных водами.

Причина же столь сильного оледенения остается неясной (возможно орбита Солнца пересекала гигантское пылевое облако, поглощавшее часть солнечного тепла или это следствие процессов на самой Земле,

переживавшей сложную эволюцию), но по поводу того, что вызвало потепление, выдвигается убедительная гипотеза. Это усиление вулканической деятельности. Вулканы выбрасывали в атмосферу среди прочих газов углекислый газ, который задерживал тепло, отражаемое от земной поверхности и выделяемое самой планетой.

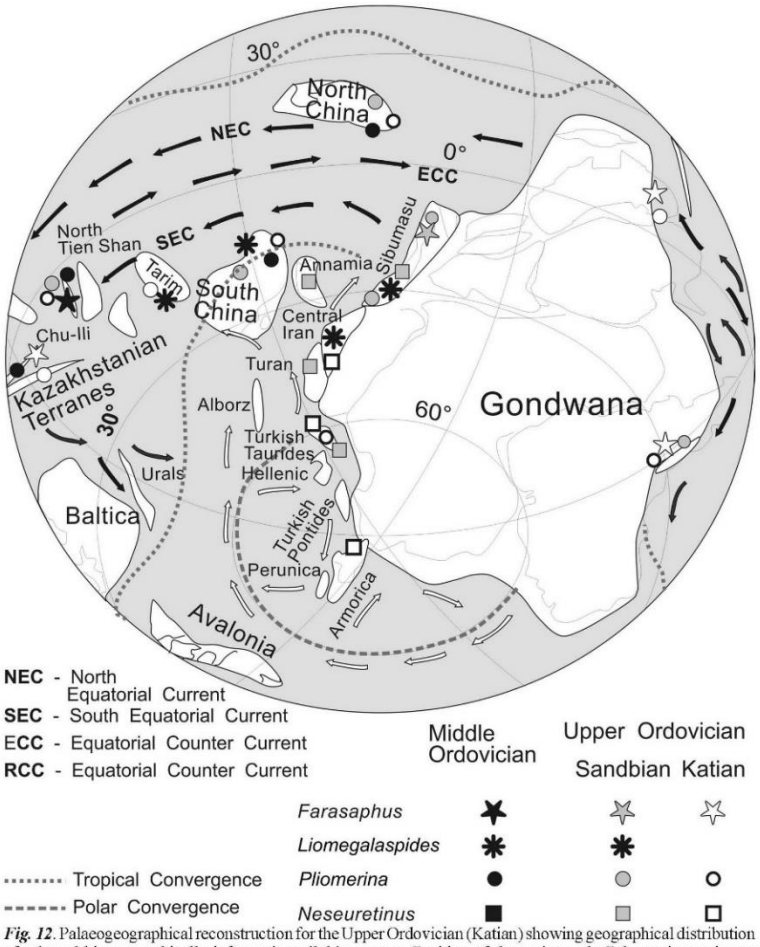


Fig. 12. Palaeogeographical reconstruction for the Upper Ordovician (Katian) showing geographical distribution of selected biogeographically informative trilobite genera. Position of the major early Palaeozoic continents mainly after Cocks & Torsvik (2002). Surface water circulation for a Northern Hemisphere summer is mainly after Wilde (1991).

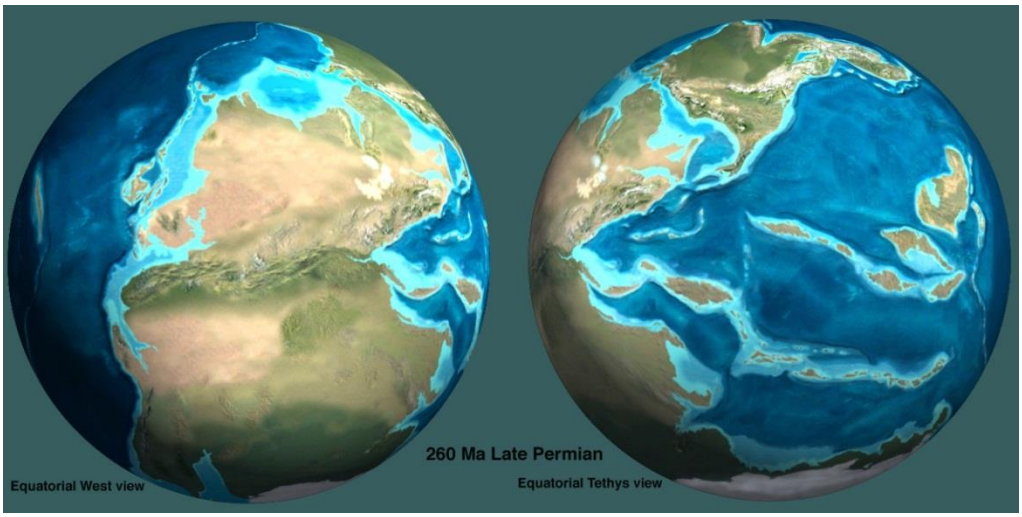
Бурые граниты, выравненные ледниками Сноубола (самый нижний слой, в котором течет река Колорадо). Аризона

Палеозой (542 млн. – 252 млн. лет)

Пятый овертон имел два супераваланша. Над первым в конце венда в южном полушарии консолидировался суперконтинент **Гондвана** (Южная Америка, Африка, Индия и Антарктида). После распада первого супераваланша и снижения конвективных скоростей возник второй супераваланш, над которым в карбоне в северном полушарии началось формирование суперконтинента **Лавразия**.

Палеоазиатский океан в ордовике расширился в направлении Восточной Европы и Тарима за счет рифтинга и соответствующего образования Уральского и Туркестанского морей. В силуре и девоне с Северной Америкой объединились Восточная Европа и Гренландия с образованием континента Лавруссия, что привело к формированию надвиговых (покровных) и складчатых структур Восточной Гренландии, Ньюфаундленда, Аппалачей, Скандинавии, Шпицбергена и Британии.

В середине палеозоя объединились Тарим, Синокорея и Южный Китай, позднее присоединившиеся к Гондване. В раннем карбоне 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, с образованием Уральских гор и исчезновением Уральского моря. На востоке осушался Палеоазиатский океан, что привело к смыканию Сибири через Казахстан с Лавруссией и образованию суперконтинента Лавразия. В перми коллизия Гондваны и Лавразии окончательно завершилась. Образовался крупнейший мегаконтинент в истории Земли – **Пангея** и противостоящий ему океан **Панталасса**.



Пангея. Jan.ucc.nau.edu

В палеозое было два крупных оледенения. Сначала позднеордовикское – раннесилурийское, которое имело место в Гондване и Лавруссии. Затем

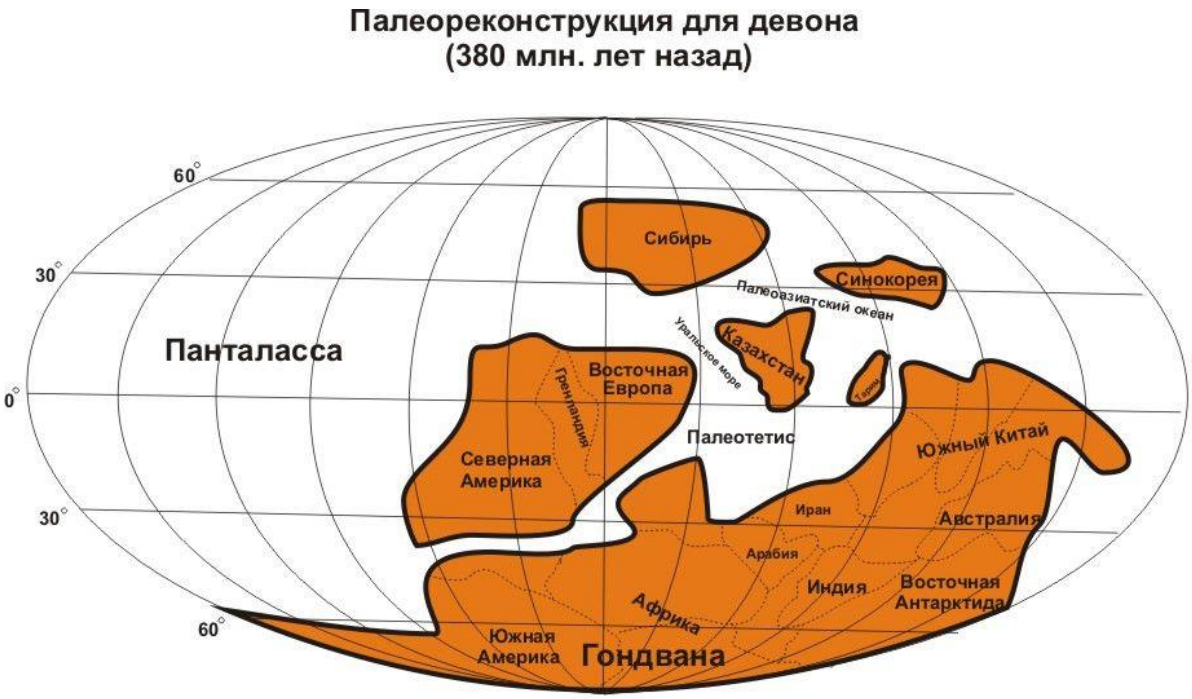
более сильное позднекарбоновое – оно распространилось только в южном полушарии, в Гондване.

В поздней перми продолжалось разрастание площади Пангеи. Сама Пангея испытывала поднятие. Суперконтинент повернулся на 10-15° против часовой стрелки, в результате чего Сибирь оказалась в полярной области и подверглась небольшому оледенению, а Гондвана удалилась от Южного полюса, и оледенение сменилось угленакоплением. В это время Пангея была охвачена засушливым резкоконтинентальным климатом. Суперконтинент большей частью занимали пустыни. Вызвано это было исчезновением межконтинентальных океанов, смягчающих климат материка и исчезновением трансокеанских течений, благодаря которым воды океанов и атмосфера обогащаются кислородом.

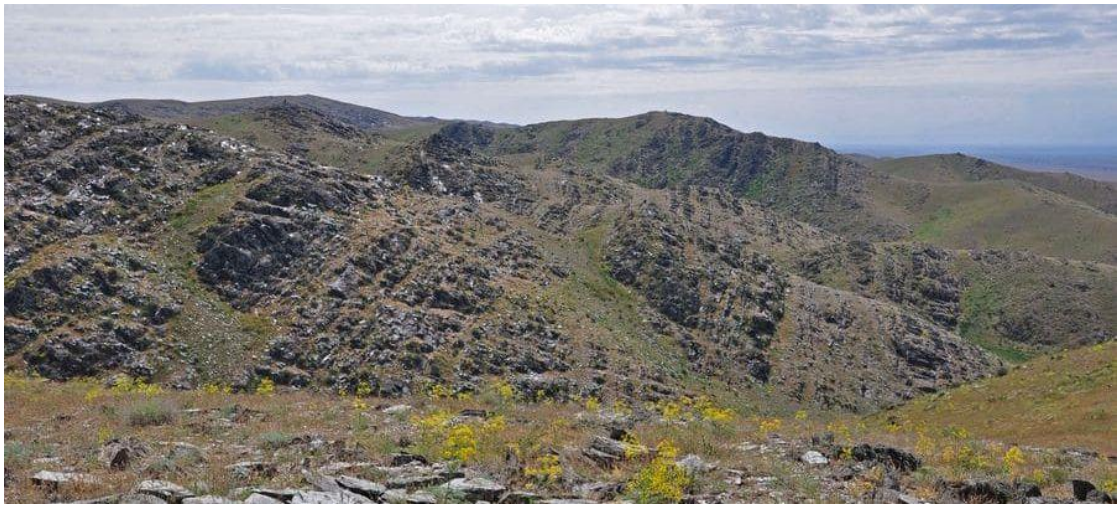
К концу кембрия образовался ПалеоКазахстан, представлявший собой крупный архипелаг островов. Казахстанский континент в это время находился в южных широтах между 0 и 30 градусами, постепенно дрейфовал на север и разворачивался по часовой стрелке – Северный Тянь-Шань находился на севере ПалеоКазахстана,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

К позднему ордовику ПалеоКазахстан представлял собой коллаж древних островов и островных дуг и находился в Палеоазиатском океане в экваториальных широтах. Континент формировался при встречном движении фрагментов Восточной Гондваны и Восточной Европы в процессе спрединга в Уральском, Туркестанском, Обь-Зайсанском и Джунгаро-Балхашском морях, каждый из которых по размерам можно соотнести со Средиземным морем. В состав ордовикского Казахстана входили Кокшетау, Улытау, Бетпакдала, Каратау, Северный Тянь-Шань и сложный комплекс, сближающихся и сталкивающихся континентальных и океанических блоков Центрального и Восточного Казахстана, крупнейшими из которых были континентальные блоки: Атасу-Моинтинский, Чингизский, Чу-Илийский, Селетинский, Бозшекольский, Северо-Тянь-Шаньский. Между перечисленными блоками существовали океанические плиты, которые являлись дном Обь-Зайсанского и Джунгаро-Балхашского морей.

При столкновении блоков моря закрывались, а океаническая кора погружалась в мантию или сминалась и надвигалась на континентальную кору (офиолиты). Фрагменты океанической коры исчезнувших Обь-Зайсанского и Джунгаро-Балхашского морей сохранились в современных структурах Центрального Казахстана, и содержат сообщества ископаемых морских организмов, имеющих большое сходство с ископаемыми организмами того же времени Сибири, Юго-Восточной Азии и Австралии, что свидетельствует о свободном сообщении акваторий Палеоазиатского океана.



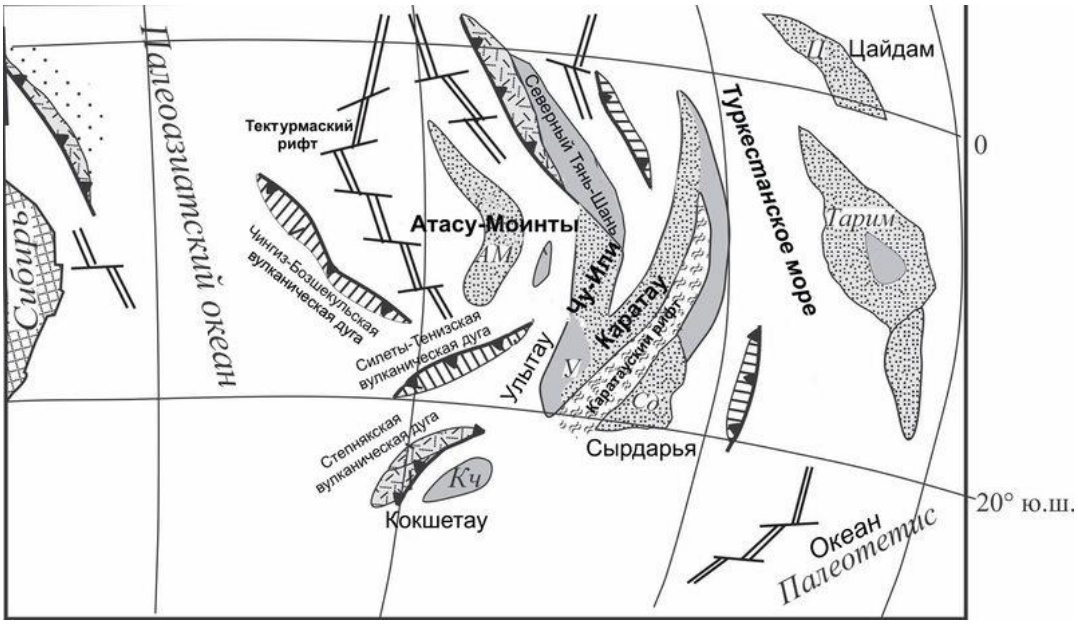
В начале кембрия (~540 млн лет назад) происходило интенсивное новообразование океанической коры и отделение от Гондваны террейнов, упомянутых ниже. В это же время произошло полное отделение Сибири от Лаврентии и окончательно оформился Палеоазиатский океан.



Пачки кембрийских морских отложений, надвинутые в процессе субдукции в Палео-Азиатском океане. Чу-Или

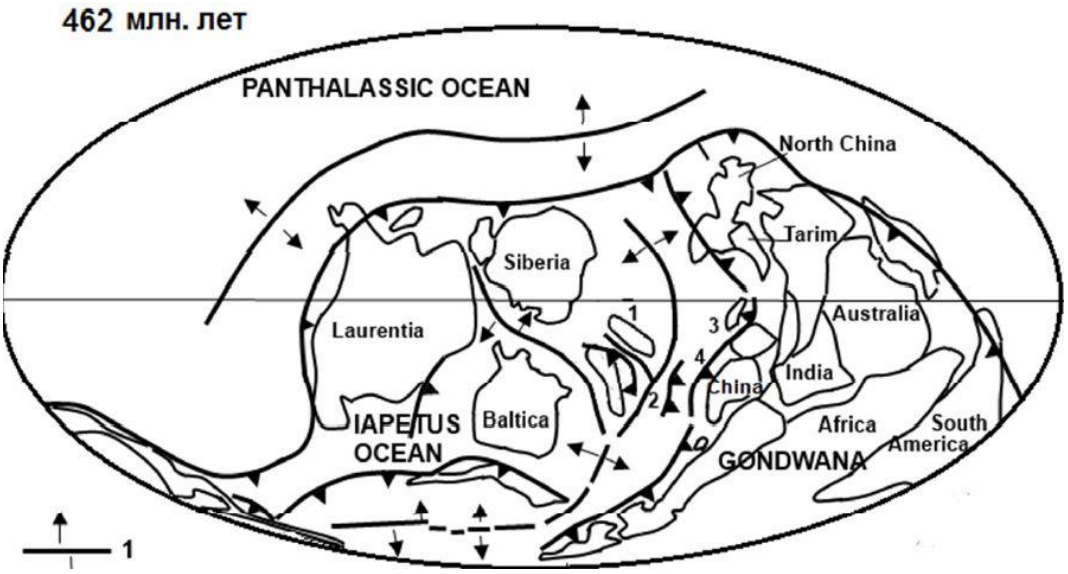
В конце кембрия-начале ордовика (~500-480 млн лет) в результате рифтинга (разлом крупного масштаба) и последующего спрединга (раздвиг морских бассейнов) между Восточно-Европейским, Сибирским

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.



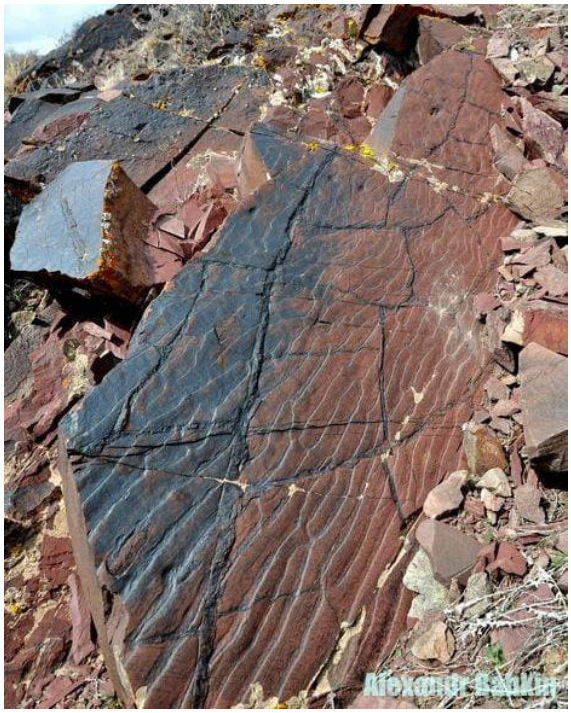
Казахстан в кембрии. С того времени за 540 млн лет Казахстан повернулся в целом почти на 180 гр. по часовой и переместился из южного полушария в северное

В ордовике продолжалось формирование составного Казахстанского континента в результате сближения и столкновения докембрийских и кембрийских островов (террейнов).



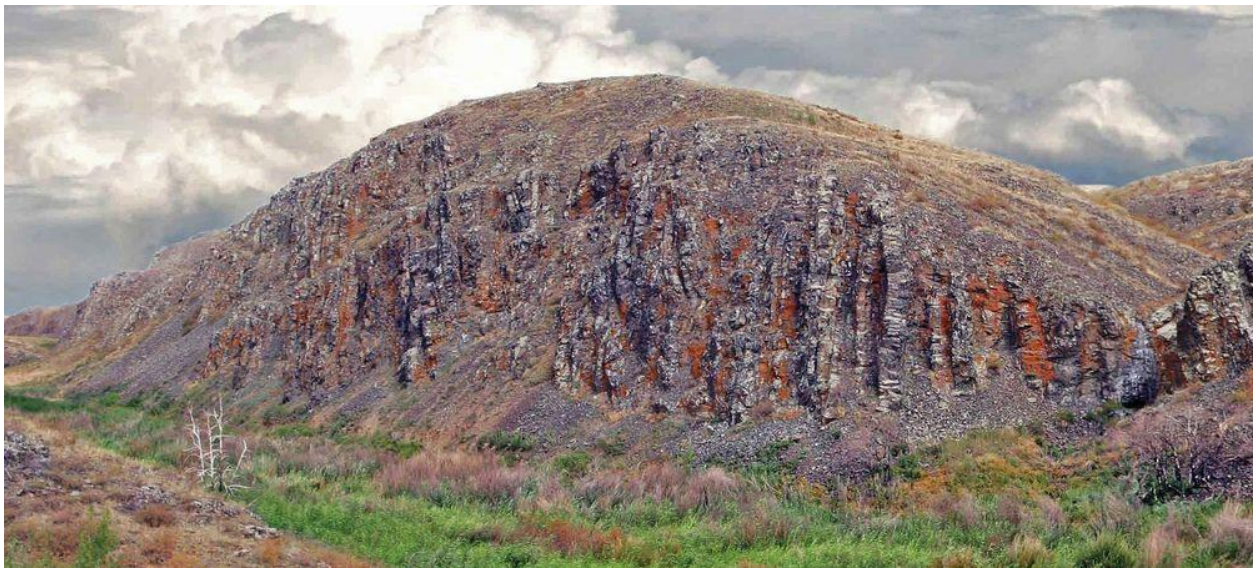
Ордовик. 1,2 - архипелаг ПалеКазахстан

В эволюции раннепалеозойского вулканизма Казахстана выделяются три основные вулканические эпохи: кембрийско - ранне-ордовикская, средне- и поздне-ордовикско - ранне-силурийская. Сочетание субмеридиональных и субширотных вулканических островов на западе от новообразованного Казахстанского континента в раннем палеозое сформировало вулканический архипелаг.



Донная рябь 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.



Дайки, образованные в процессе спрединга в Уральском море 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 Казахстанских островов с островными дугами Туркестанского и Обь-Зайсанского морей с образованием континента (крупного острова ПалеоКазахстан (Казахстания).

Ранний девон

В девоне Казахстан, окруженный Обь-Зайсанским, Уральским, Джунгаро-Балхашским и Туркестанским морями – наследниками ПалеоАзиатского океана, имел с ними активные окраины. Вдоль его южной окраины протягивался Тургайский вулканический пояс. Джунгаро-Балхашское море окаймлялось Центрально-Казахстанским вулканическим поясом. На границе Обь-Зайсанского и Джунгаро-Балхашского морских бассейнов образовались островные дуги: Жарма-Саурская и Восточно-Джунгарская; на восточной окраине Обь-Зайсанкого моря сформировалась Рудно-Алтайская вулканическая дуга.

В раннем девоне (~410 млн) в пределах Казахстанского континента происходило заложение крупных разломов-рифтов: Жаильминского, 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 морях 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.**

В раннем карбоне 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.

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

Вулканические отложения карбонового периода. Катутау. Юго-Восточный Казахстан

В конце раннего карбона (~350 млн) на всех окраинах Казахстана возобновилась субдукция 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 депрессий: Илийскую, Кетменскую, Токраускую, Калмакэмельскую, Баканасскую, Алакольскую.

На большей части Казахстанского континента в позднем девоне и раннем карбоне существовал единый шельфовый морской бассейн. Во второй половине раннего карбона обосабливаются 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.

В раннем карбоне 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 возникновение Уральских гор и исчезновение Уральского моря. На востоке Сибирь сталкивалась с Казахстаном и Лавруссией с образованием суперконтинента Лавразия.

Резкая смена тектонической обстановки произошла в раннем карбоне в результате сближения и столкновения Алтайского террейна с Сибирью и островом Калба. **В среднем карбоне происходило столкновение Алтая с Казахстаном с закрытием Обь-Зайсанского моря.**

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

В центральных областях возникли озерно-болотные равнины, которые в позднем карбоне превратились в засушливые бессточные впадины. Образовались остаточные внутриконтинентальные моря – ПалеоКаспийское на месте Западного Палеотетиса, и Джунгарское (современные Джунгария, Гоби, бассейны Балхаша и Зайсана) на месте ушедшего Палеоазиатского океана.

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 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.

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

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.

Пермская история Казахстана характеризовалась продолжением горообразования, осушением Джунгарского моря, перекрытием Устюрта и Бетпакдалы осадочными массами – продуктами эрозии гор, накоплением мощных осадочных толщ в северной части Каспийской впадины.

В перми-триасе завершилось формирование коллажа сдвиговых структур Центрально-Азиатского горного пояса.

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.

Так сформировался общий тектонический облик Казахстана – близкий к современному. К началу мезозоя Казахстанский континент большей частью представлял собой платформу – массивную выровненную плиту со слабой тектонической активностью. Однако в мезозое и кайнозое палеозойские складчатые образования Казахстана не оставались стабильными.

Мезозой (252 млн. – 66 млн. лет)

В мезозое Пангея простиралась от северных полярных областей до южных. На востоке между Азией, Африкой, Индией и Австралией глубоко вдавался океан Тетис. На северо-востоке между Китаем, Средней Сибирью и Восточной Сибирью простиралось Амуро-Охотское море, своей западной оконечностью омывая восточный Казахстан. В северной полярной области находилось мелкое Арктическое море. Остальная поверхность была покрыта

океаном Палеопацифика. Пангея, сформированная после пятого овертона, просуществовала как единый континент до ранней юры. Сразу за окончанием пятого овертона стал нарастать шестой. Обычного спокойного и длительного периода двухъярусной конвекции между овертонами в этот раз не было.

После тектонически активной эпохи поздней перми, в триасе наступает затухание тектонической и магматической активности, что привело к выравниванию горных сооружений мира. Горы после интенсивного размыва превращались в невысокие возвышенности. Однако в позднем триасе начали развиваться трансконтинентальные рифтовые разломы – предвестники будущего раскола материка.

Распад Пангеи начался на рубеже ранней и средней юры примерно 175 млн. лет назад. При отрыве Американских континентов от суперматерика рождалась Атлантика. На юге при расколе гондванской части Пангеи на Западную Гондвану (Африка и Южная Америка) и Восточную Гондвану (Австралия, Антарктида и Индия) рождался Индийский океан. В конце средней юры океан Тетис отделил Лавразию и Гондвану.

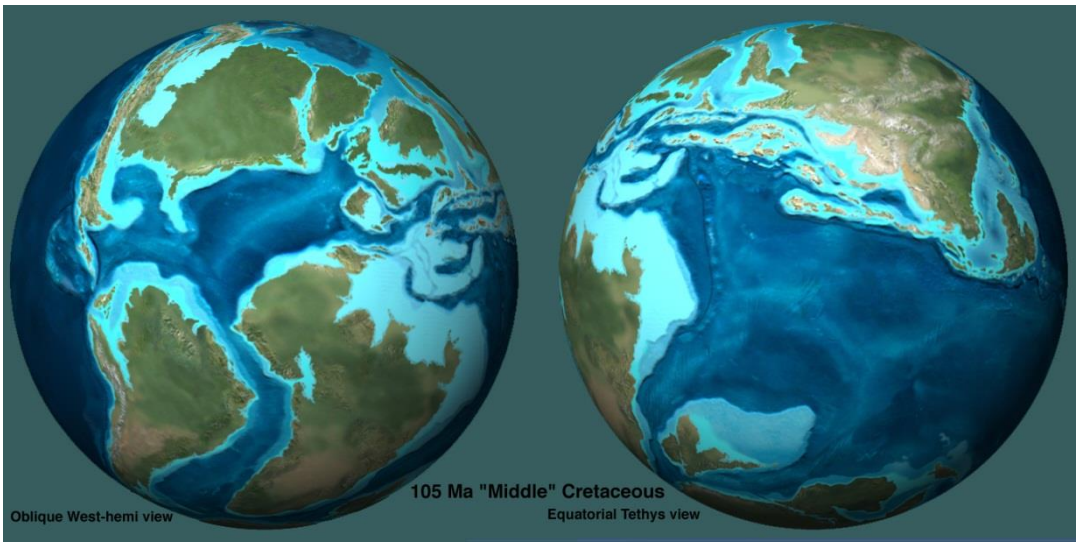
В меловом периоде 100 млн. лет назад, когда Америка окончательно отсоединилась от Африки, образовался Атлантический океан. В начале мела Северная Америка отсоединилась от Южной Америки, а от Антарктиды отошла Индия, которая стала дрейфовать в сторону Азии. В позднем мелу начался раскол Антарктиды и Австралии.

В Тихом океане формировались Центральная Тихоокеанская плита, Южно-Тихоокеанское и Северо-Тихоокеанское поднятия. Глубины котловин достигли 5км. Расширилось и углубилось Арктическое море – появился Северный Ледовитый океан. Вследствие расширения океана Тетис образовалось множество островов – отторженцев Гондваны и Лавразии. Острова Тетиса двигались на север, испытывая сложные деформации при столкновениях друг с другом, и позднее присоединяясь к Евразии.

В триасе Казахстан был сушей. Только запад занимало ПалеоКаспийское внутриконтинентальное море. В конце триаса острова Тетиса – Иран, Памир и Северный Тибет столкнулись с Евразией, вызвав, в частности, горообразование на Мангышлаке и Устюрте. ПалеоКаспийское море сократилось, занимая среднюю и южную часть современного Каспийского моря. В это же время возник крупный сдвиговый разлом, пересекающий Устюрт и идущий по хребту Каратау. На севере, в это время, происходило опускание блоков земной коры с образованием Тургайской ложбины.

В конце юры ПалеоКаспий затопил весь Западный Казахстан и вторгся в Южный Урал. На севере море вновь залило Западно-Сибирскую плиту. В Тургайской ложбине и в Джунгарии существовали большие пресноводные озера, и во всех водных бассейнах происходило мощное осадконакопление.

Горы усиленно разрушались. В первой половине мелового периода средняя часть ПалеоКаспийского моря, имевшего выход в океан Тетис, углубилась.



Меловой период. Jan.ucc.edu

В позднем мелу ПалеоКаспий вновь стал внутриконтинентальным морем и его воды затопили Тургайское озеро, современную пустыню Кызылкумы и Бетпакдалу. На севере ПалеоКаспий отделялся от Западно-Сибирского моря узким перешейком в районе Костаная. Накануне палеогена Западно-Сибирское море через Тургайскую ложбину соединилось с ПалеоКаспием. Затем понижение уровня океана привело к формированию обширной озерной равнины в юго-западном Казахстане и прилегающих районах Узбекистана.

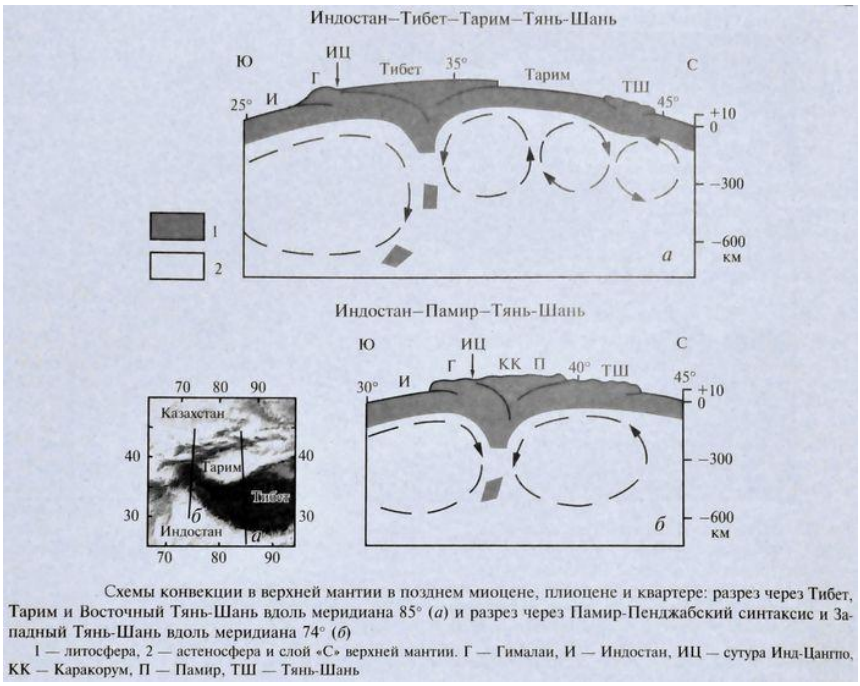
Кайнозой (66 млн. – 0 млн. лет)

В эоцене завершилось отделение Северной Америки от Евразии. Площадь Тихого океана – наследника единого суперокеана Палеопацифика сокращается благодаря надвиганию обеих Америк и расширению Атлантики. В конце эоцена началось новое поднятие южноамериканских Анд и североамериканских Кордильер, представляющих собой сложное сочетание сильно расчлененных хребтов магматического и складчато-покровного происхождения и высоких плато с действующими вулканами. Начался процесс коллизии фрагментов Гондваны с Евразией, закрытия океана Тетис и становления горных сооружений Альпийско-Гималайского пояса.

Одним из главных событий палеогена на эоцен-олигоценовом рубеже (34 млн. лет назад) стало **столкновение обломка Гондваны – Индийской плиты с Евразией**. Следствием этой коллизии под действием конвективных потоков, явилось исчезновение Тетиса, поднятие Гималаев, крупнейшего Тибетского плато, и в конечном итоге образование Центрально-Азиатской

горной системы – величайших гор в истории Земли. Система включает в себя помимо Гималаев и Тибета горы Каракорум, Кунь-Лунь, Гиндукуш, Памир, Тянь-Шань, Алтай, Саяны, Хэндуань-Шань, Нань-Шань, Сино-Тибетские горы и другие.

Усиленный рост гор сопровождается усиленным разрушением. В Заилийском Алатау это выражается в грязекаменных потоках, заполняющих межгорную Илийскую долину. Сейчас грубообломочная плиоцен-плейстоценовая толща у подножия Заилийского Алатау достигает четырехкилометровой мощности.



Схемы конвекции в верхней мантии в позднем миоцене, плиоцене и квартере: разрез через Тибет, Тарим и Восточный Тянь-Шань вдоль меридиана 85° (*а*) и разрез через Памир-Пенджабский синтаксис и Западный Тянь-Шань вдоль меридиана 74° (*б*)

1 — литосфера, 2 — астеносфера и слой «С» верхней мантии. Г — Гималаи, И — Индостан, ИЦ — сутура Инд-Цангпо, КК — Каракорум, П — Памир, ТШ — Тянь-Шань

Предполагаемая схема конвективных течений в мантии под Центрально-Азиатской горной системой. Буртман В.С. 2012г.

С конца миоцена начался рост Альп и других южноевропейских гор под давлением потоков, несущих Африканскую плиту. В Африке возник крупный рифт, разламывающий материк в меридиональном направлении от Красного моря до Южной Африки, в котором образовались глубоководные озера. В это же время раскрылись Гибралтарский пролив, соединяющий Средиземное море с Атлантикой, Берингов пролив, соединяющий Северный океан с Тихим, пролив Фрама, соединяющий Северный и Атлантический океаны. На рубеже миоцен – плиоцен (5,5 млн. лет) Северная и Южная Америки соединились Панамским перешейком, что привело к возникновению течения Гольфстрим, несущего на север теплые воды. Это вызвало увлажнение климата Арктики и увеличение атмосферных осадков, в результате чего в Гренландии стали накапливаться льды, в конечном итоге образовалось оледенение всего Арктического бассейна.

Рубеж миоцена и плиоцена – начало формирования современной мировой системы спрединговых хребтов. Этот процесс вызван ускорением

конвективных течений в свою очередь ускоривших раздвижение океанических плит и соответственно ускоривших рост подводных хребтов и усиливших горообразование на всей планете, которое не ослабевает и сегодня.

В результате соприкосновения Африки и Европы образовалось внутриконтинентальное Средиземное море. Раскрылось Красное море, отделившее Африку и Арабскую плиту, имеющую протерозойский возраст. Движение конвективных потоков на север перемещающих Арабию, привело к усилению горообразования в Иране, Турции и на Кавказе.

Вдоль западных берегов Тихого океана завершилось формирование вулканических поясов и окраинных морей.

На рубеже эоцена и олигоцена (34 млн. лет назад) произошло еще одно важнейшее событие – Австралия отошла от Антарктиды, что привело к почти полной изоляции Антарктиды от других материков и образованию Циркумполярного течения. Это течение, опоясывающее Антарктический континент, успевало охладиться в полярных водах и уже охлажденное проникало затем на север в теплые воды тропиков и экватора, вызывая общее похолодание климата планеты. Циркумполярное течение способствовало оледенению сначала Восточной Антарктиды, так как там находился аккумулятивный центр оледенения – горы Гамбурцева, значительно удаленные от берегов материка и ныне полностью погребенные подо льдом. После образования ледникового щита Восточной Антарктиды уровень океана понизился примерно на 60м. Площадь шельфовых морей – затопленных океаном частей материков, уменьшилась. Море ушло с Западно-Сибирской равнины и Казахстана, исчез Тургайский пролив, соединявший Северный океан с океаном Тетис.

В конце среднего миоцена (около 13 млн. лет) начал раскрываться пролив Дрейка, отделивший Южную Америку от Антарктиды, в результате чего Циркумполярное течение замкнулось, еще больше изолировав Антарктику. Теплые воды больше не подходили к берегам Антарктического материка, холод усиливался, и ледниковый покров расширялся.

На границе миоцена и плиоцена ледниковый панцирь покрыл весь Антарктический континент вместе с окружающим его шельфом. Образование льдов Антарктиды вызывало понижение уровня мирового океана, что влекло за собой осушение шельфов. Около 3 млн. лет назад в плиоцене, это привело к полному оледенению Гренландии, Исландии и шельфа, занятого сегодня водами Баренцева и Карского морей. Похолодание усилило контрастность климатической зональности и сезонности климата на Земле. В истории последнее оледенение такой силы происходило в позднем карбоне.

В Северном полушарии с плейстоцена усиливались температурные колебания, выразившиеся в многократных потеплениях и похолоданиях (ледниковые и межледниковые периоды). Исторические колебания

температуры на планете связаны также с космическими причинами – колебаниями оси вращения планеты, особенностями вращения Земли по своей орбите и светимостью Солнца. Последний ледниковый период закончился около 12 000 лет назад.

В палеогене Казахстан претерпевал неоднократные наступления и отступления (трансгрессии и регрессии) Каспийского, Западно-Сибирского морей и Джунгарского озера. Каспийское море сохраняло морскую связь с Черным морем. Страна представляла собой, большей частью, слабохолмистую поверхность (на подобии современного Казахского мелкосопочника) с многочисленными озерами. В олигоцене, в связи с коллизией Евразии с Индией и Африкой начался усиленный рост гор. Море ушло с Казылкумов и Бетпакдалы. Джунгарское озеро пересохло, и возникли остаточные Балхаш-Алакольское озеро и озера Зайсан и Эби-Нур. Исчезло Западно-Сибирское море и на его месте осталось большое пресноводное озеро. Продолжался рост Тянь-Шаня и Алтая.

Неоген – период интенсивного проявления новейшего горообразования. Происходил рост ранее сравнительно невысоких и сглаженных гор Алтая, Саура, Тарбагатая, Тянь-Шаня. Одновременно глубокие межгорные котловины заполнялись грубообломочным материалом, сносимым с гор. В неогене сформировался рельеф Казахского мелкосопочника, были приподняты и частично расчленены столовые плато. Обширные озерные водоемы начала миоцена исчезли с равнин Казахстана; море регрессировало из районов Устюрта и Мангышлака. По мере роста гор и регрессии моря в Казахстане и Средней Азии все более усиливались процессы осушения. Казахстан становится территорией с резкоконтинентальным климатом.

Отложения Джунгарского озера. Фото Edward Mon

Западный Кунь-Лунь. Западный Китай. Хребет сложен палеогеновыми отложениям

Начало плейстоцена связано в Казахстане с новой фазой тектонических поднятий и эрозионного расчленения равнин, мелкосопочника и гор. Всюду в основании четвертичных слоев вскрываются горизонты размыва с грубыми песками, галечниками и конгломератами. На равнинах они лежат в руслах древних речных долин, а у подножия гор образуют шлейфы.

В плейстоцене Каспийский бассейн продолжал испытывать значительные трансгрессивные и регрессивные фазы. Река Иртыш отличалась повышенной полноводностью, о чем свидетельствуют исключительная ширина террас и речных равнин, образованных в то время. Длительность и непрерывность пустынных условий Южного Казахстана сочетались с периодическими колебаниями обводненности. В первую половину плейстоцена речные артерии древних Сырдарьи и Чу объединились с Палео-Амурдарьей, имевшей сток в Каспий. В Балхаш-Алакольской впадине существовал озерный водоем со стоком через Джунгарские ворота в озеро Эби-Нур. С гор на равнины выносилось большое количество обломочного материала. В пустынях происходило повсеместно перевевание песка и формирование грядового, бугристо-грядового и бугристо-барханного рельефа.

С конца палеогена до наших дней, несмотря на ритмические изменения, шел процесс общего похолодания и аридизации климата Казахстана.

Будущее

В ближайшие 30 млн лет сформируется новый **суперконтинент Евразия**. К тому времени, Северная и Южная Америка разъединятся. Африка плотнее сомкнется с Евразией, в результате чего Красное море исчезнет, а Средиземное вновь станет изолированным бассейном. Австралия продолжит сближение с Евразией, сминая Зондский архипелаг (Индонезию). Японские острова присоединятся к Евразии. Евроазиатский суперконтинент и Южная Америка сдвинутся на юг.

Еще через 30 млн. лет Австралия станет частью Евразии. Мадагаскар удалится от Африки и приблизится к Евразии со стороны современного Арабского (Аравийского) моря. Евразия и обе Америки продолжат дрейф на юг.

Еще 30 млн. лет спустя Евразия соединится с Антарктидой. Мадагаскар станет частью нового мегаматерика, «приварившись» к побережью современного Пакистана и западного побережья Индии. Новая Зеландия присоединится к восточному берегу Австралии.

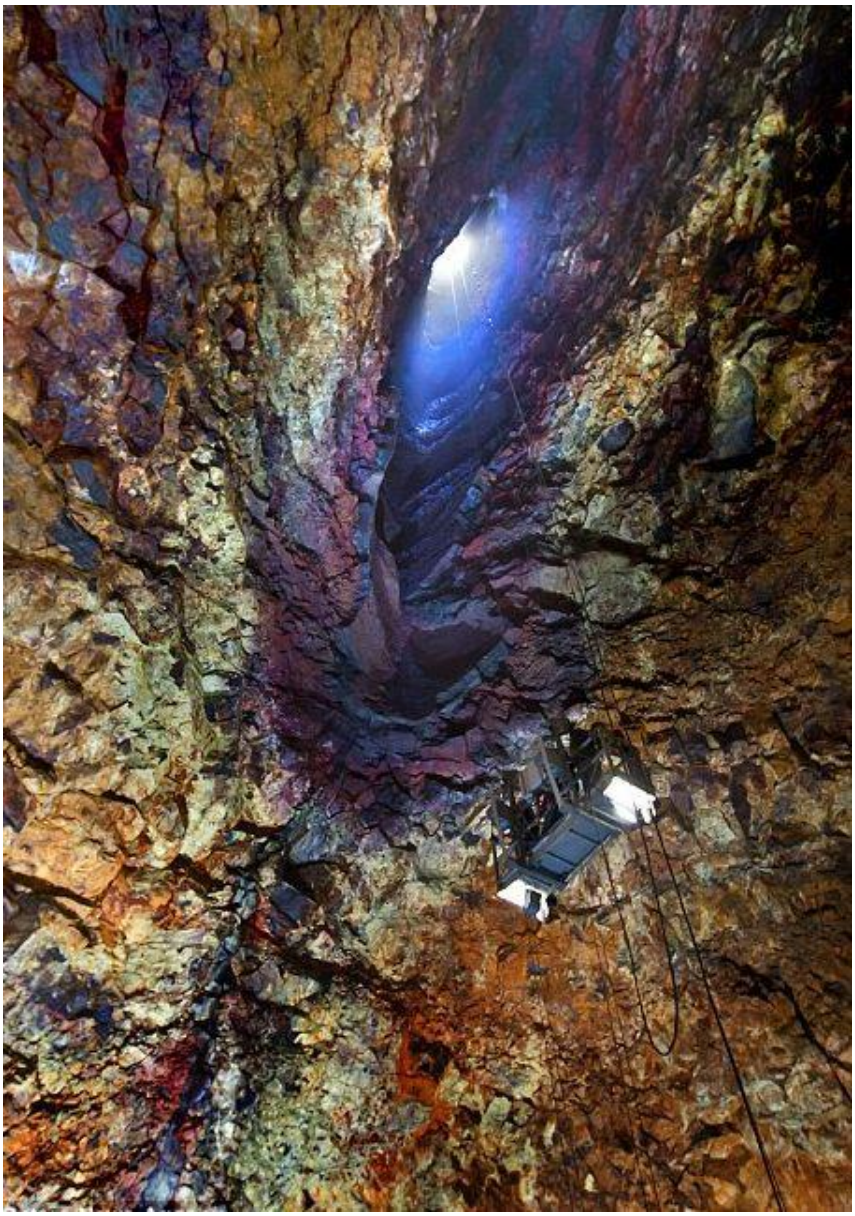
В последующие 60 млн. лет Гренландия сместится своей южной частью от Северной Америки на восток. Средиземное море, вероятнее всего, прекратит свое существование из-за продолжающегося давления Африки на Европу. Африка в конечном итоге будет примыкать к Евразии с юго-запада, немного повернувшись по часовой стрелке, в результате чего Южная Атлантика станет частью Индийского океана.

Северный Ледовитый океан станет частью Тихого океана – возникнет новый суперокеан – Неопацифика. Северная и Южная Америки, несколько переместившись на юг (экватор пересечет территорию современной Мексики), будут занимать обособленное положение. Экватор также будет проходить через Евразию, пересекая, в частности, территорию Казахстана, разделяя его пополам. Таким образом, через 150 млн. лет в Казахстане будет царить жаркий засушливый резкоконтинентальный климат. С большой долей вероятности, территорию страны, также как и все центральные области суперконтинента Евразия, будет занимать огромная пустыня сравнимая по площади только с великой пустыней на материке Пангея в пермском периоде.

По прошествии 1-1,5 млрд. лет, возможно возникновение последнего шестого мегаконтинента – **Гипергеи**, после чего тектонические процессы на Земле будут затухать до полной тектонической смерти планеты в связи с истощением внутренней энергии Земли.

Кристаллы селенита в пещере Найка. Мексика. Myconfinedspace.com

Высочайшая вершина Тибета Ньенчентангла – 7111м. Вид с озера Намцо. Фото Zhouxin

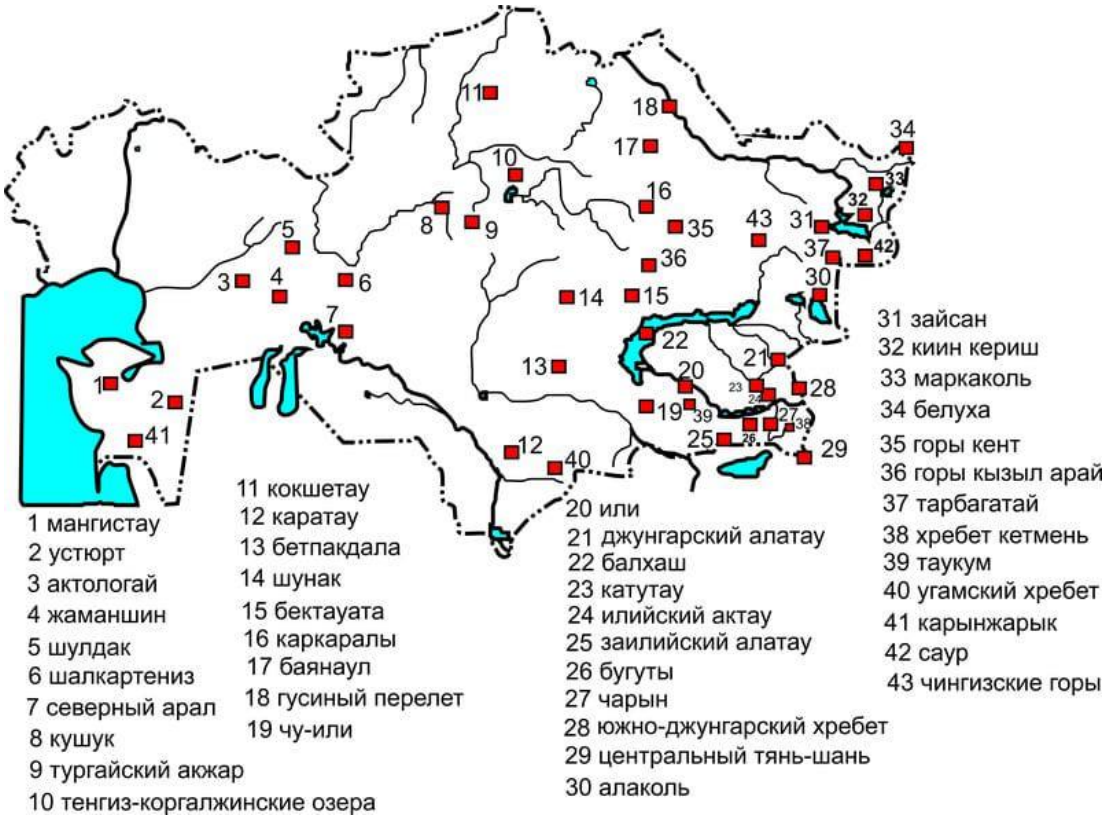


Спуск в жерло вулкана исландских ученых в Исландии

Дно Большого Соленого озера. Юта

Шоколадные холмы. Филиппины. Die Bildagentur

Истории ландшафтов



Каньон Аксу

Каньон образован рекой Аксу, стекающей с западных отрогов Талаского Алатау (Западный Тянь-Шань).

С начала плейстоцена 2,5 млн. лет назад на прилегающей к горам равнине отлагались галечники, образованные при поднятии хребта Талаский Алатау. Сцементированные галечники сформировали конгломератовую толщу, которая залегает на известняках морского происхождения карбонового периода. Состав конгломератов большей частью тоже известняковый, потому как хребет состоит из того же известняка.

Около 2 млн. лет назад начался врез русла Аксу сначала в толщу конгломератов, а затем в карбоновые известняки. Углубление каньона происходило по мере роста хребта. В настоящее время каньон достигает глубины 520м и протягивается в равнинной части на 37км.

Плейстоценовый конгломерат

Алтай

Центральный Алтай

Западная часть Алтайских гор расположена в самой восточной части Казахстана.

Поднятие древнего Алтая (Палеоалтай) происходило в раннем девоне в результате сжатия земной коры с внедрениями интрузий.

Резкая смена тектонической обстановки произошла в раннем карбоне в результате сближения и столкновения Алтайского микроконтинента с Сибирью и Калба-Нарымским блоком. В это время заложились многочисленные складчатые и разрывные структуры, среди которых преобладали разломы надвигового типа. Одновременно происходило проседание межгорных впадин, заполнявшихся морскими водами с образованием озерно-болотных равнин. В среднем карбоне происходило столкновение Алтая с Казахстаном, которое сопровождалось крупнейшими надвигами и поддвигами – сдавливались, перекрывались и срезались значительные части палеоструктур. В результате этой коллизии закрылось Обь-Зайсанкое море. Сжатие земной коры в Алтайском регионе стало превалирующим тектоническим режимом – началась гранитизация коры, в межгорных депрессиях накапливался грубообломочный материал, образовались новые тектонические структуры несогласные с предшествующими. Время этих деформаций совпадает со временем формирования Лавразии. Пермский период характеризовался мощным горообразованием с блоковыми перемещениями, надвигами, внедрением в складчатые толщи гранитных массивов.

В мезозое продолжались крупные смещения блоков по диагональным разломам. В последующей мезозойской истории тектонические процессы затухали. Преобладали процессы разрушения гор и заполнения межгорных впадин и окружающих территорий продуктами эрозии – горная страна подвергалась денудации. Кроме того, горы выравнивались изостатически –

то есть в результате ослабления тектонических сжимающих сил приподнятые участки опускались, опущенные приподнимались.

К началу кайнозоя на месте Алтайских древних гор простиралась слабохолмистая равнина.

С начала палеоцена вновь начали подниматься горные хребты. Тогда обновились основные структуры юго-западного Алтая – Курчумское, Южно-Алтайское, Ивановское поднятия, Маркакольская и Зайсанская впадины.

Тектонические процессы, усиливающиеся с позднего плиоцена до настоящего времени, и эрозионная деятельность трёх крупных оледенений – полупокровное в среднем плейстоцене, и два долинных в позднем плейстоцене сформировали современный облик Алтая.

Рудный (Северо-Западный) Алтай

Бухтарминское озеро. Фото В. Савченко

Арал

Западное Аральское озеро

Сложная история Арала до сих пор не понята до конца. Различны датировки возникновения водоема. Основной чертой геологической истории Арала является частая смена воды различной солености и разного ионного состава.

История современного Аральского моря невелика – оно возникло на рубеже плейстоцена и голоцена, в результате заполнения Арало-Сарыкамышской котловины водами Амударьи и Сырдарьи, достигшими Арала лишь около 10 тыс. лет назад.

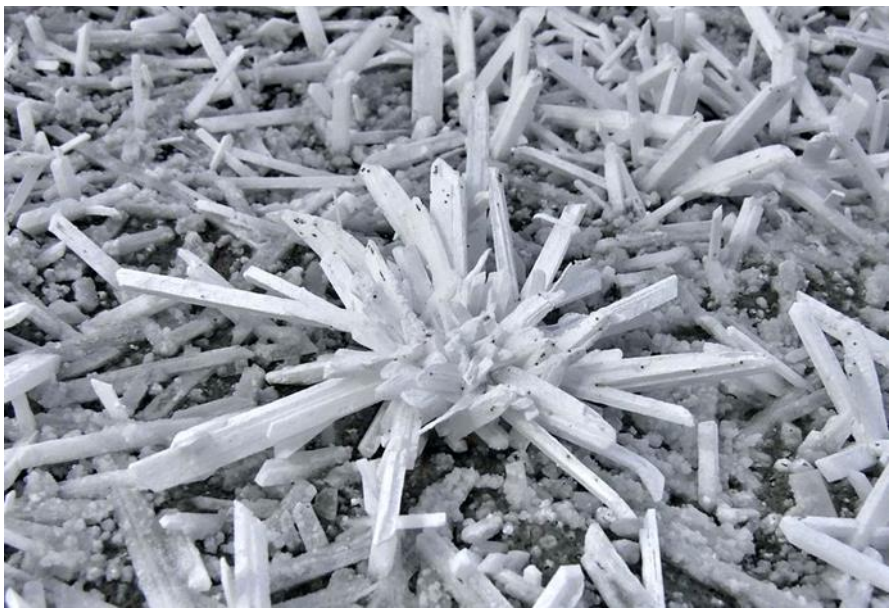
Вся история существования Арала представляет собой серию неоднократно сменявших друг друга трансгрессивных и регрессивных стадий, во время которых наступавшее или отступавшее море имело разную соленость. До голоцена на месте центральной котловины существовали небольшие пересыхающие водоемы с резко колеблющейся соленостью. Эта озерно-солончаковая стадия развития Арала сменилась в голоцене стадией, характеризуемой наличием зеленовато-серых морских осадков, характерных для солоноватых водоемов.

Довольно значительное повышение уровня происходило между 4,8-3,6 тысяч лет, максимальная регрессия имела место 1600 лет назад, а последняя регрессивная фаза зарегистрирована примерно 600 лет назад.

Весьма обширная трансгрессия Аральского моря с соответствующей ей террасой датируется приблизительно от 8000 лет назад до 4000 лет назад – тогда существовал сток по Узбою в Каспий.

Последние десятилетия Арал сильно мелеет, в результате чего водоем распался на три крупных озера – слабо-солоноватый Северный Арал, куда впадает Сырдарья; соленый пересыхающий в летний период Южный Арал, куда впадает Амударья и сильно-соленый Западный Арал. В настоящее время из Северного Арала в Южный и из Южного Арала в Западный существуют сезонно пересыхающие водотоки.

Дельта Сырдарьи



Кристаллы соли на дне высохшего Арала. Автор?

Балхаш-Алакольская впадина

Эта обширная впадина расположена на юго-востоке страны.

В карбоне в этом регионе существовало внутриконтинентальное Джунгарское море – реликт ушедшего Палеоазиатского океана. В перми Джунгарское море исчезло.

В эоцене закладывается Южно-Балхашский прогиб с образованием Балхаш-Алакольского озера. Образовавшаяся впадина заполнялась солеными водами. Затем наступила обширная озерная трансгрессия Балхаш-Алаколя и соседних с востока озёр – Зайсана и Гобийского озера. Образовалось внутриконтинентальное Джунгарское озеро, занимавшее большую часть Семиречья и Джунгарию. **В олигоцене Джунгарское озеро пересохло с образованием остаточных озёр Палео-Балхаш (Илийское озеро), Алаколь, Зайсан и Гобийское.**

Автор?

Алаколь

В миоцене Балхашская впадина заполнилась осадками, Палео-Балхаш обмелел и опреснился. Алаколь и Зайсан в это время были единым озером.

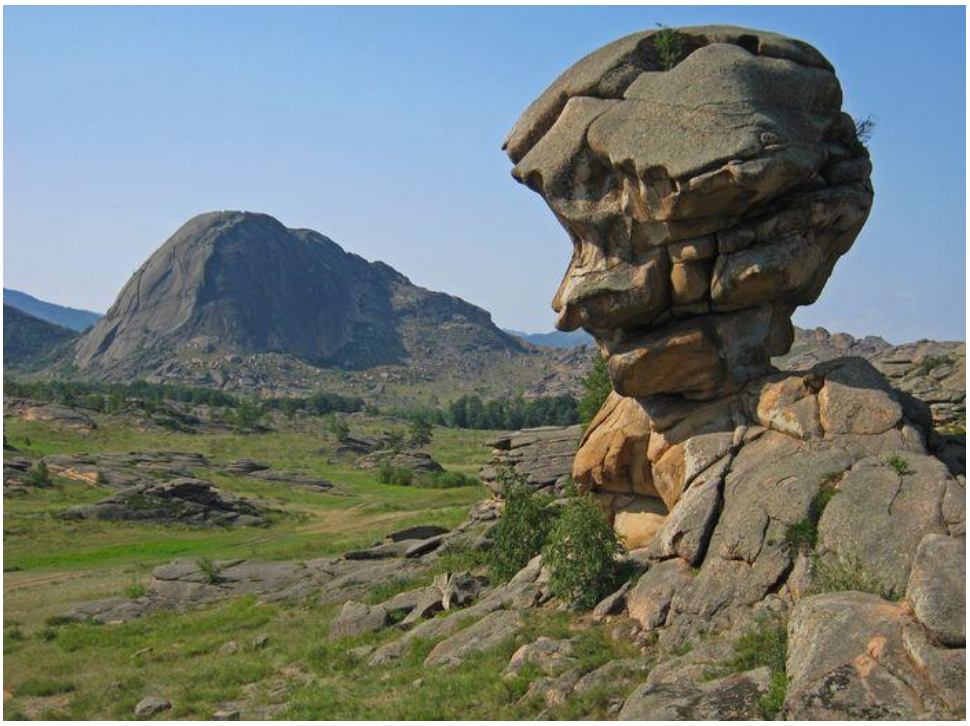
В дельтовом озере Асаубай. Кадр с видео Андрея Щукина

В плиоцене и плейстоцене усилились тектонические процессы. Углубилась вся Балхаш-Алакольская впадина. Поднявшийся хребет Тарбагатай разделил озера Зайсан (пресное) и Алаколь (солоноватое) на самостоятельные водоемы, которые при этом значительно уменьшились в размерах. Балхаш увеличился и приобрел современную конфигурацию с разделением на западную часть (пресную) и восточную (солоноватую). Началось формирование долин Или, Каратала и других рек. В плейстоцене площадь Балхаша в результате оледенений и интенсивного таяния льдов сильно увеличилась. В результате озеро соединилось с Алаколем и вновь образовалось Балхаш-Алакольское озеро. В голоцене Балхаш-Алаколь обмелел и разделился на современные озера Балхаш (Балқаш), Алаколь(Алакөл) и Сасыкколь.

Коса на крупнейшем острове Балхаша - Басарал

Баянаульский массив

Баянаул – архипелаг гранитных массивов триасового возраста, расположенный на северо-востоке Казахского мелкосопочника и протянувшийся на 55км. Состоит из двух относительно самостоятельных и неодновременных интрузий – граниты внешнего кольца первой фазы внедрения через 1 млн лет были прорваны гранитами центрального тела второй фазы внедрения. Интрузивы комплекса на дневную поверхность были подняты в неогене.



Бектауата

Пермский гранитный массив в Центральном Казахстане, поднявшийся на дневную поверхность в четвертичное время. Высшая точка – 1213м. Массив имеет форму перевернутой груши с глубиной залегания около 10км.

Слева виден контакт светлых гранитов с темными вулканитами. Вид с горы субвулканического происхождения

Бектауатинский массив с высоты 7км

На вершине

Морионы на полевом шпате. Бектауата. Insminerals.ru

Бетпакдала

Пустынная равнина Бетпакдала протянулась на 700км между Аральскими озерами (примерно 180км восточнее озер) и озером Балхаш и имеет среднюю ширину около 150км.

Вся история равнины проходила в относительно стабильном тектоническом режиме. Жесткий фундамент этой архейской плиты в целом успешно противостоял деформациям. Разнообразие геологических обнажений Бетпакдалы, с одной стороны, объясняется стабильностью этой плиты, позволяющей накапливаться осадочным породам длительное время, с другой стороны – невысокой тектонической активностью района, в результате которой возникали небольшие поднятия с неполным размывом обнажавшихся массивов. Например, на севере равнины представлены почти непрерывные разрезы девона-карбона-перми и верхнего мела-палеогена-неогена.

В силуре на юге-востоке Бетпакдалы поднялся массив. В Западной Бетпакдале в это время формировались мощные рифовые постройки, занесенные позднее рыхлым материалом с массива на юго-востоке. В **девоне** широко проявилась вулканическая деятельность. Извержения были весьма мощными – в результате чего образовался почти непрерывный покров лав на обширной территории. В **карбоне и девоне** равнину занимало тропическое море с обильной морской жизнью.

Брахиоподы и мшанки. Восточная Бетпакдала. Карбон

В **мезозое** равнина представляла собой сушу с жарким климатом и разнообразной флорой и фауной. Здесь бродили рептилии самых разных размеров. В конце мела на юге региона было море, которое в среднем эоцене целиком затопило равнину. В олигоцене море отступило и образовалось остаточное озеро. Морские прибои и течения создали бетпакдалинские уступы-чинки, распространенные на западе и севере региона. В это же время происходило заложение долины реки Чу.

В **миоцене** северная часть района поднялась, в результате чего усилилась эрозия, и обнажились слои прошлых эпох. Одновременно прогибались восточная и южная часть региона, где образовалось пресноводное озеро, песчаное дно которого сегодня слагает пустыню Мойынкум и в современное время географически не являющейся частью Бетпакдалы. В эту эпоху климат Бетпакдалы был засушливым и жарким. Равнину населяли гиппарионы, мастодонты, гиены, саблезубые тигры, различных видов носороги и жирафы, слоны, гигантские верблюды, страусы. Эти животные обитали в условиях типа современных африканских саванн со сменой влажных и сухих периодов. На равнине, наряду с широколиственными лесами по берегам рек, были широко распространены сухостойкие степные кустарники и травы.

В **плиоцене** климат стал более прохладным и засушливым, а флора и фауна более скудной. Образовались современные долины Чу и Сарысу. Эрозия в северной части равнины создала столово-ступенчатый рельеф. В позднем плейстоцене при усилении поднятия хребта Каратау, долина Чу сдвинулась на север, в результата чего Чу и Сарысу прекратили впадение в реку Сырдарью.

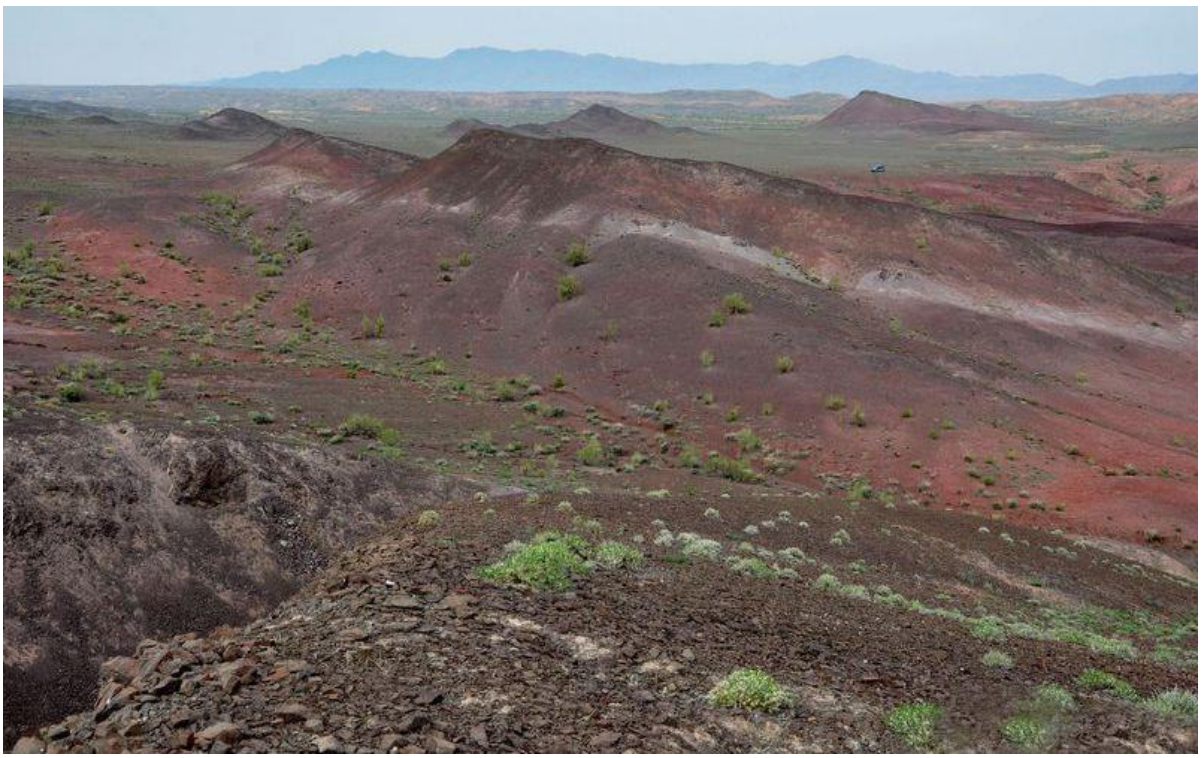
Бугуты

Горы расположены в долине Или.

В карбоновое и пермское время эта местность представляла собой вулканический ландшафт, покрытый многометровым слоем вулканического пепла.

В мезозойское время в районе было относительно спокойно и каких-либо кардинальных перестроек ландшафта не происходило.

В палеогене здесь накапливались кварцевые пески и красноцветные глины, сносимые с невысоких холмов. В миоцене отлагались пестроцветные глины с небольших возвышенностей; в плиоцене – розовые и белые пески, сносимые с начинающего подниматься хребта Бугуты (Бұғыты).



В плейстоцене началось активное горообразование – поднимается хребет, достигающий сегодня высоты 1816м.

Джунгарский Алатау

Хребет протянулся на 300км в широтном направлении в юго-восточной части Казахстана. Восточная часть хребта находится в Китае.

В течение мезозоя горы вулканического происхождения, стоявшие на месте современного Джунгарского Алатау (Жоңғар Алатау), разрушились почти до полного выравнивания. В палеогене здесь уже была равнина с небольшими возвышенностями, покрытая красноцветными корами выветривания, образованными при разложении пермских вулканических отложений. На этой равнине с субтропическим климатом обитали носороги, жирафы, мастодонты, тапиры, страусы, черепахи, крокодилы. По берегам водоемов произрастала разнообразная субтропическая растительность.

Верхний Жасылколь. Фото Григорий Беденко

В олигоцене началось слабое тектоническое оживление – появились небольшие поднятия. Климат изменился – субтропическая флора сменилась теплоумеренной и появились сезонные колебания температуры. Фауна изменилась незначительно. В миоцене горы продолжали подниматься. В это время хребет был окружен Балхашом, Алаколь-Зайсанским и Илийским озерами.

С начала плиоцена рост хребта резко усилился. Тектонические плиты Северного Тянь-Шаня погружались под Казахстанскую плиту (местами происходил надвиг). Линии коллизии (столкновения) Казахстанской плиты и Тянь-Шаня часто выглядят как резкая граница гор и равнины.

В начале плейстоцена климат изменился – стало прохладнее. Джунгарский Алатау покрылся сплошным ледяным панцирем. Изменилась и

фауна – типичными обитателями гор и степей стали: мамонт, олень, бизон, сайгак, горный козел, архар. В конце плейстоцена произошло второе менее мощное оледенение – льды заполнили доверху ущелья, но плато оставались свободными от льда. Эрозионная деятельность второго оледенения придала хребту современный облик.

Нижний Жасылколь в ущелье Аганакты

Рост Джунгарского Алатау интенсивно продолжается и сегодня. Как и Заилийский Алатау, это один из самых быстрорастущих хребтов мира. скорость его роста достигает 1мм в месяц.

Река Аганакты

Заилийский Алатау

Талгар – 4980м и Актау – 4655м

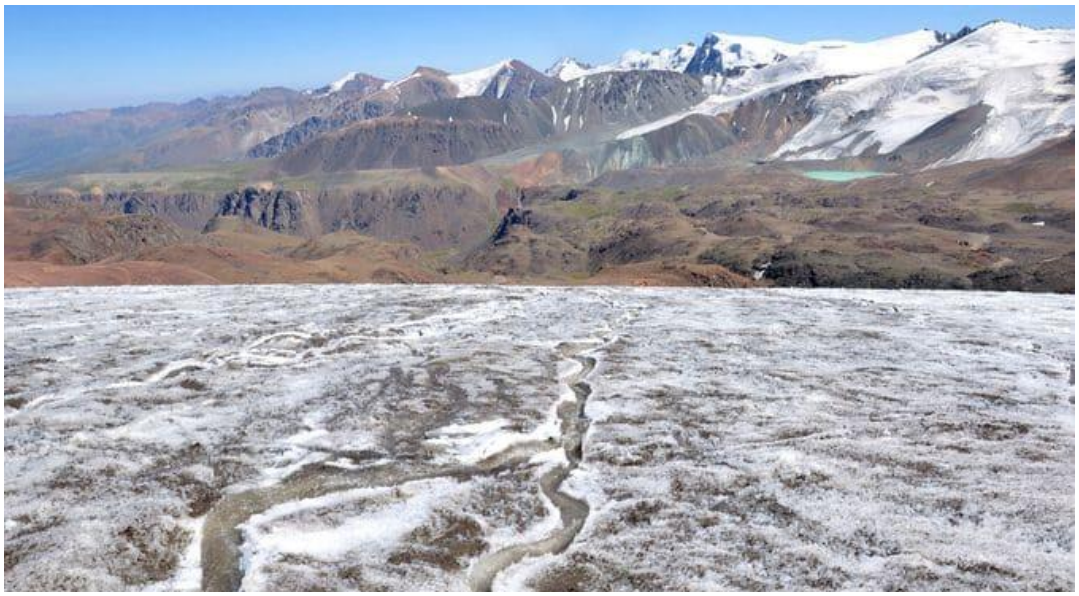
Хребет Заилийский Алатау (Іле Алатау) протянулся на 250км от реки Чилик на востоке до хребта Кендыктас на западе. На юге ограничивается от

хребта Кунгей Алатоо рекой Чонг-Кемин и Чилик, на севере – Илийской долиной.

Северный Тянь-Шань в первой половине палеозоя представлял собой вулканическое нагорье, которое в мезозое и палеогене, подвергалось выравниванию и химическому выветриванию горных пород, слагающих нагорье. В миоцене эта территория приобрела слабо-холмистый рельеф.

В миоцене и плиоцене с севера от хребта располагалась Илийская равнина с крупным Илийским озером (Палео-Балхаш). На равнине откладывались глины красных оттенков – продуктов выветривания вулканитов, сносимых с небольших возвышенностей растущего Заилийского Алатау, в обстановке спокойного тектонического режима в условиях жаркого тропического климата саванны. О жарком климате саванны на равнине свидетельствуют также находки в миоценовых глинах останков гиппарионовой фауны – гиппариона (трехпалая лошадь размером с осла), носорога, обитавшего в кустарниковых зарослях, жирафа, обитавшего в редколесье, антилопы и страуса, предпочитающих открытые участки саванны. Наряду с сухостепной растительностью, вдоль берегов Илийского озера произрастали леса, состоящие из каштана, магнолии, ореха, клёна. Речная сеть была развита слабо. Небольшие реки в засушливые годы пересыхали. В центральной части современного Заилийского Алатау существовали останцевые горы до 800м над уровнем моря.

В плиоценовую эпоху усилился рост хребтов Северного Тянь-Шаня, в том числе Заилийского Алатау. В отличие от миоценовых, плиоценовые слои представляют собой более грубообломочный материал – песчаники, гравелиты, галечно-щебнистые накопления с включениями валунов небольших размеров. Эти породы свидетельствуют о возникновении среднегорного рельефа и развитии значительных водных потоков, в частности селей.



Тургень

Хребет по мере роста разрушался ледниками и реками, которые выносили на прилегающую равнину пески, валунно-галечники, а также светло-бежевые суглинки и глины, представляющие собой переотложенные красные глины мезозоя и миоцена. Хребты росли быстрее межгорных долин и таким образом возникли продольные (широтные) тектонические депрессии: Чиликская, Чонг-Кеминская, Жинишке, Асы, по которым потекли первые реки Заилийского Алатау.

Илийское озеро проникло в Жаланашскую долину, образовав Жаланашский залив, в который впадали реки Чилик и Жинишке. Горы достигли абсолютных высот – 2500м.

Каскелен

В плиоцене климат увлажнился и стало прохладнее. Сформировалась Илийская фауна с типичными представителями – гиппарион, лошадь Стенона, Санмиенская лошадь, гигантский верблюд, мастодонт, архар, страус. На предгорных равнинах растительность оставалась пустынной, в то время как в горах и по берегам водоемов местами произрастали леса. В плиоцене и плейстоцене рост Заилийского Алатау усиливался. Возникли новые и обновились старые разломы, по которым формировались долины.

Климат стал более прохладным и засушливым с резкими сезонными колебаниями температуры. Горы сплошь покрылись льдами – лишь отдельные острые вершины возвышались над ледяным куполом. Лед сползал по разломам вырезая новые ущелья поперечные простиранию хребта такие как – Талгар, Тургень, Есык, Большое Алматинское и другие (ущелья Узын Каргалы и Каскелен пока не сформировались). Льды срезали и транспортировали грубообломочный материал в огромных объёмах. Расширились и старые продольные долины. Ледники опускались до уровня 1500м и в отдельных случаях выходили на равнину. На равнинах в плейстоцене обитали лесные слоны, лошади, куланы, верблюды, бизоны, степные носороги, олени, позднее появились мамонты. В горах типичными обитателями стали козлы, архары, олени, медведи.

Воды Илийского озера, в результате подъема его восточной части, стекли через Капчагайское ущелье в Балхашское озеро. Река Чарын, впадая в прошлом в Илийское озеро с востока, проложила себе путь к новой реке –

Или. Разлом, который отделил от Заилийского Алатау, поднявшиеся в плейстоцене хребты Согеты и Торайгыр, стал продолжением русла реки Чилик, также впадающей теперь в Или. Затем ледники начали интенсивно таять. Хребет продолжал подниматься. Отдельные вершины достигли высоты 4700м.

Ледник Корженевского

Через некоторое время образовалось второе оледенение – меньших масштабов. Ледники в этот раз заполняли только ущелья, опускаясь до высоты 1700м. Сформировались ущелья Каскелен и Узын Каргалы. Рельеф Заилийского Алатау благодаря ледниковой деятельности приобрел современный вид.

Заилийский Алатау слагают главным образом магматические породы палеозоя. В восточной части хребта широко распространены вулканиты карбона. На западе в ущельях Ак Тюз и Узын Каргалы на поверхность выходят метаморфические породы нижнего протерозоя.

Крупнейшими ледниками хребта и всего Казахстана в настоящее время являются ледник Корженевского объёмом 6,32км^2 и площадью 38км^2 и ледник Богатырь – объём 4,5км^2, площадь – 30,3км^2. Высочайшая вершина Заилийского Алатау – гора Талгар – 4980м.

Зайсанская равнина

Впадение реки Черный Иртыш в Зайсан. Фото Юрий Литвинов

Зайсанская равнина расположена на востоке страны между Алтаем на севере и хребтами Саур и Тарбагатай на юге. На равнине расположено озеро Зайсан (Жайсан), имеющее протяженность 134км при ширине до 31км; максимальная глубина озера 15м.

Озеро имеет древнюю геологическую историю. В конце мелового периода около 80-90 миллионов лет назад сформировалась Зайсанская впадина с пресноводным водоемом. Окружающие озеро с юга хребты Саур и Тарбагатай поднялись значительно позже.

В мезозое и палеогене происходил процесс образования кор выветривания (разложение исходных пород до глин без перемещения их водами и ветром) с их последующим переотложением реками. Так образовались пёстрые красочные глины и аргиллиты с прослоями алевролитов, песчаников и галечников. В течение всего палеогена сохранялся муссонный климат, то есть влажный и теплый, с чередованием дождливых и засушливых сезонов. Ландшафт представлял собой болотистую равнину с влажными тропическими, с эоцена субтропическими, и с олигоцена умеренно теплыми лесами из секвойи, платана, араукарии, гингко, магнолии, кедра, сосны, ели, ольхи, ульмы, лавра, каштана, дуба и множества других видов деревьев. Судя по угольным месторождениям этого района, образованных в озерно-болотных условиях, леса были широко распространены и имели высокую продуктивность. Район изобиловал руслами полноводных рек.

С начала, в конце мела, Зайсан – непроточное озеро. Около 60 млн лет назад в палеоцене образовалась река Иртыш, вытекающая из Зайсана. В середине палеогенового периода Зайсан, Гобийское озеро на востоке и озеро Балхаш на западе образовали единое внутриконтинентальное Джунгарское море-озеро размером с современный Каспий. Около 25 млн лет назад в олигоцене Джунгарское озеро пересохло – вновь образовались Зайсан, Балхаш и Гобийское озеро.

Последние 15 млн лет в регионе активизировались горообразовательные процессы. Климат постепенно менялся от умеренно-засушливого до резко-континентального в настоящее время.

Илийский Актау

На правобережье реки Или, к югу от хребта Алтын Эмель, расположено уникальное нагорье с разрезами осадочных слоев палеогена и неогена озерного и речного происхождения. Эта местность, густо изрезанная каньонами носит название Актау (Іле Ақтау) по основному цвету пород – белому. Слои красного цвета это переотложенные в палеогене и неогене глины мезозойских, палеогеновых и миоценовых кор выветривания, образованных по интрузивным и эффузивным породам палеозоя и триаса. Белые слои – глины, отложенные в плиоценовую эпоху в озерных условиях (Илийское озеро (Палео-Балхаш). Цвет глин зависит от климата – красные образовались в жарком климате, белые в умеренном.

Фото Григорий Беденко

Восточный Актау

Калбинские горы

Калбинский хребет расположен в пределах Восточно-Казахстанской области к западу от Алтайских гор, от которых отделен рекой Иртыш. Эта горная система имеет длину 400км при максимальной высоте 1608м. Хребет сложен карбоновыми сланцами, песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами и интрузивами – гранитами пермского возраста.

Калба-Нарымский блок палеозойской эры сформировался при столкновении Казахстанского континента с Алтаем в конце каменноугольного периода. В начале перми Обь-Зайсанское море, существовавшее в карбоне между Казахстаном и Алтаем, закрылось, а морские отложения были смяты и приподняты в виде Калбинского и Нарымского хребтов. Одновременно со смятием Калба-Нарымского участка литосферы на глубине 10-5км формировался Калбинский гранитный массив, который в середине пермского периода внедрился в осадочные пласты Калбы.

В мезозойскую эру палеозойское горы Калбы разрушились почти до полного выравнивания. В конце кайнозоя Калбинские горы вновь испытывают поднятие с выходом на дневную поверхность гранитов, слагающих в настоящее время самые высокие вершины.

Каратау

Западный Каратау. Гора Келиншек

Восточный Каратау. Гора Бокейтау

Древний хребет Каратау длиной почти 400км расположен на юге Казахстана.

В рифейское время возник крупный Каратауский разлом с проявлением активных магматических процессов, которые выразились внедрениями эффузивных и интрузивных массивов. В результате сформировалась активная вулканическая цепь – рифейский хребет ПалеоКаратау.

В кембрии здесь образовался морской бассейн с многочисленными островами и типичной кембрийской фауной. В конце ордовика, силуре, и раннем девоне Каратау – выровненное поднятие, где происходили внедрения небольших интрузий. В девоне после длительного тектонического затишья,

началась новая тектоническая активность. Вновь возникает рифт, продольно секущий хребет, который заполнился грубообломочным материалом с бортов рифтовой долины. В регионе продолжалась интенсивная вулканическая деятельность и продукты вулканических извержений заполняли образующиеся впадины. В середине и конце карбона происходил рост хребта с накоплением продуктов разрушения гор на прилегающих равнинах. В перми продолжалась магматическая деятельность на фоне стабилизации и общего выравнивания региона.

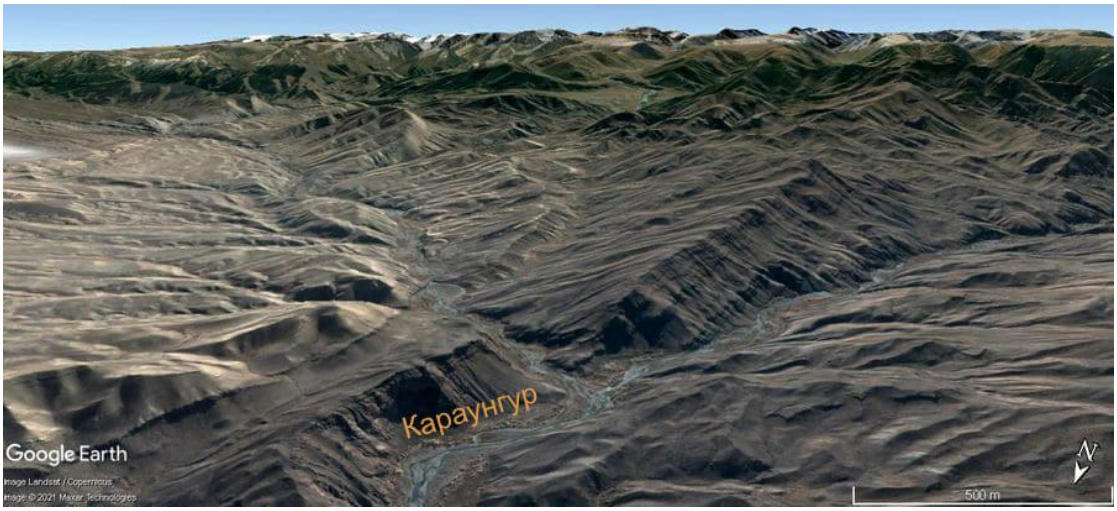
Снижение и выравнивание прервалось на границе триаса и юры, когда по Каратау-Ферганскому разлому возобновились блоковое перемещение, достигшее максимальной амплитуды в юре (до 50км). В юрское время на месте осевого Каратауского разлома образовалась впадина, разделившая хребет на Малый (Восточный) Каратау и Большой (Западный) Каратау. К концу юры впадина уже не была заметна – ее заполнили юрские осадки, а борта впадины были срезаны эрозией. В меловом периоде формировались пещеры Каратау, чему способствовал влажный климат и глубокое стояние грунтовых вод.

В конце мела, палеоцене и эоцене регион медленно опускался и затапливался морем. Осталась незатопленной только самая высокая часть хребта в районе Боролдая и плато Кокджот. В позднем олигоцене море отступило. В миоцен-плиоценовое время началось общее поднятие хребта. С гор были смыты все верхнемеловые и палеогеновые отложения. Каратау представлял собой в это время низкий мелкосопочник, изрезанный долинами, дно которых заполняли осадки. С конца плиоцена и по настоящее время поднятие хребта ускоряется.

Каратау – регион сложного геологического развития, земная кора которого в рифее преобразовалась от коры океанического типа к коре континентального типа.

Восточный Каратау. Саламандра. Юра

Долина Караунгур

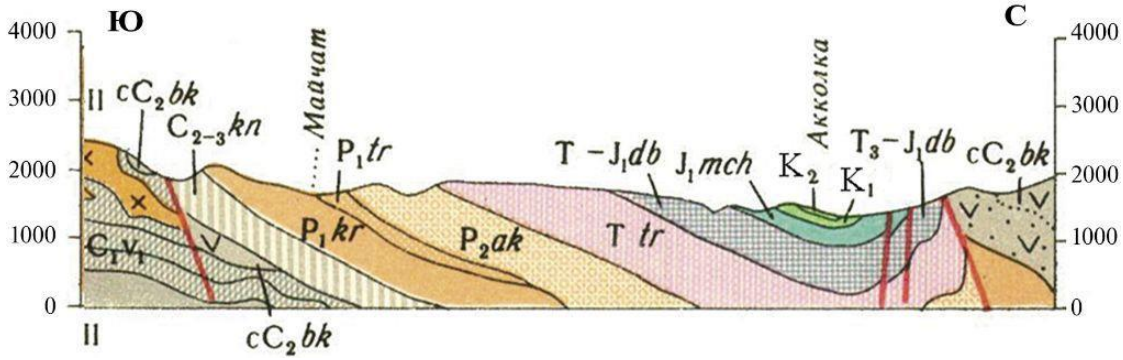


Это крупнейшая долина гор Саур, расположенных к юго-востоку от озера Зайсан. Южная и восточная часть Саура находится в Китае.

Высшая точка Караунгурской (Қараүңгір) долины – 3717м является третьей по высоте горой Саурского хребта (высочайшая вершина – Музтау, 3812м).

В центральной части долины обнажен непрерывный геологический разрез от ранне-каменноугольной до ранне-юрской эпохи, представляющий собой мульду – впадину, заполненную вулканическими, морскими и озерными отложениями карбонового, пермского, триасового, юрского и мелового периодов.

В каменноугольных отложениях встречаются пласты битуминозных сланцев и угля, флора в виде обугленных и окремненных веток, вертикально стоящие пни, погребенные под вулканическим пеплом, а также раковины морских моллюсков; в пермских отложениях обнаружены отпечатки озерных рыб, раковины озерных моллюсков и насекомых, здесь также залегает крупный пласт угля; в триасовых и юрских слоях – встречаются отпечатки флоры и уголь.



Каркаралы

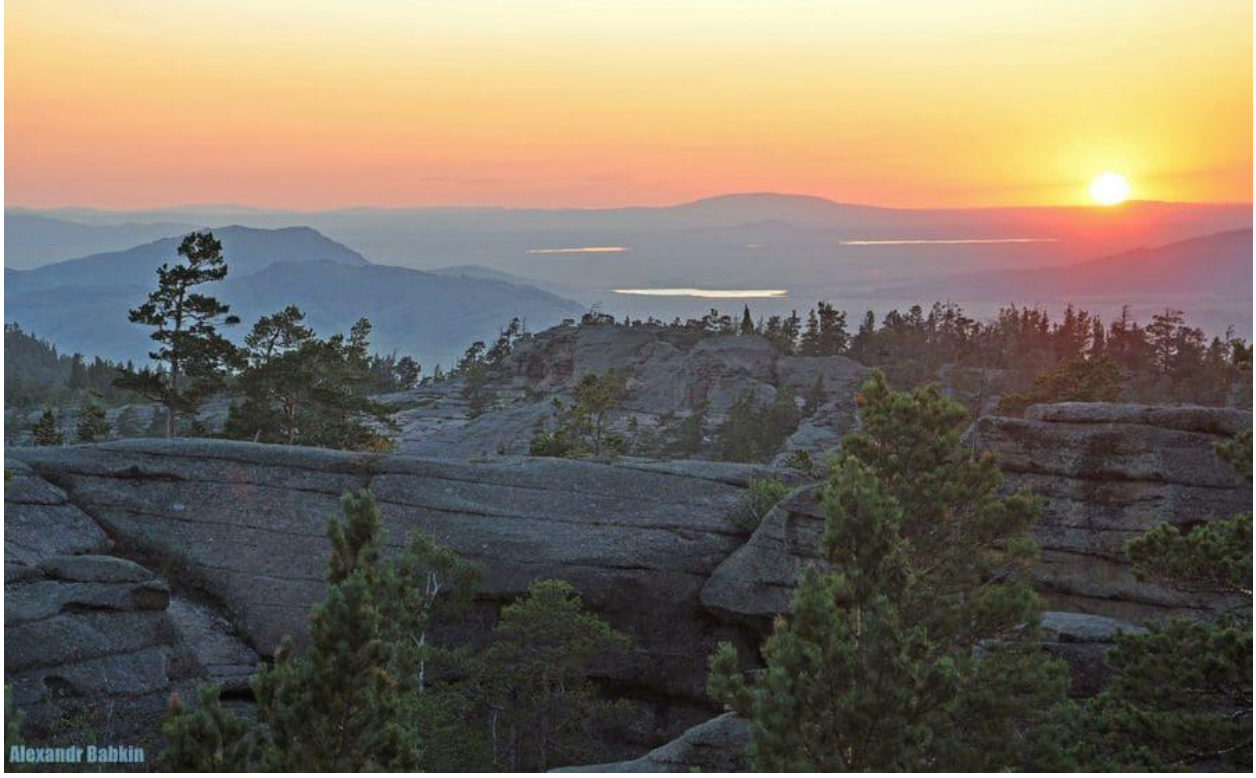
Каркалинский гранитный массив расположен в Центральном Казахстане в центре Казахского мелкосопочника. Выходы гранитов образуют в рельефе скалистые горы, которые круто возвышаются над обширной слабохолмистой степью. Высшая точка Каркаралы (Қарқаралы) имеет высоту 1380м. На поверхности массив имеет овальную форму размером 32 на 20 км. Вертикальная мощность Каркаралинского гранитного тела достигает 10км. Массив отчетливо делится на северную и южную часть, которые разделены девонскими вулканогенными образованиями.

Каркаралинский комплекс образовался в результате последовательного появления трех самостоятельных очагов магм разного состава, из которых в перми и триасе раскристаллизовались соответственно три гранитных интрузивных массива. Интрузивы поднимались через морские и вулканические осадочные слои девона в области пониженных давлений на пересечении тектонических разломов.

Интрузивы Каркаралы внедрялись в девонские толщи в две фазы. Первая фаза проходила с переплавлением вулканитов без нарушения складчатой тектонической структуры вмещающих вулканогенно-осадочных пород. В структурах горных пород, контактирующих с гранитами первой фазы, виден процесс постепенного перехода перекристаллизации в плавление. Переплавление осадочных пород гранитным расплавом происходило на глубинах около 10-5км при температуре 700-750 гр.С. **Вторая фаза** проходила с механическим внедрением гранитов в вулканиты

путем раздвигания и раскалывания вулканических массивов с образованием даек мелкозернистого гранита, оперяющих интрузивные массивы.

На дневную поверхность массив был поднят около двух миллионов лет назад в результате тектонической активизации, которая выразилась в общем вздымании данного региона с последующим смывом окружающих гранитный комплекс осадочных пород.



Для Каркаралинских гор характерна матрацевидная отдельность (форма) – они кажутся сложенными из отдельных блоков. В результате эрозии скалы приобрели причудливые формы – ниши, башни, арки, навесы и т.п. Характерной особенностью гор являются небольшие бассейнообразные озера до 75м в длину на скальных возвышенностях.

Катутау

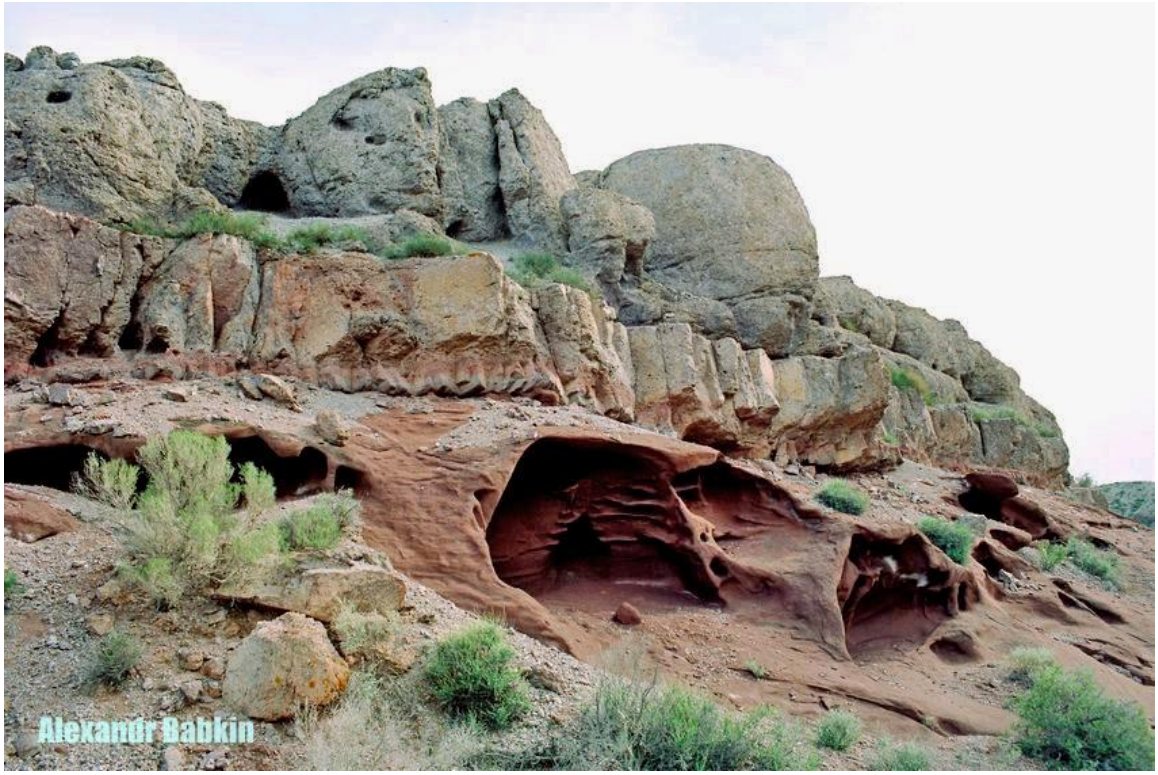
Катутау (Қатты Тау) расположены в Юго-восточном Казахстане между рекой Или и хребтом Алтын-Эмель. Горы сложены вулканогенными породами карбонового и пермского периодов, которые местами прорываются пермскими и триасовыми интрузивами гранитов, диоритов, габбро.

В южных отрогах восточной части гор обнажены неогеновые отложения Илийского озера, представленные глинами с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В западной части Катутау расположен палеовулкан. Предполагается, что он имеет классические подводящие жерла, заполненные глыбово-бомбовыми хаотичными туфами. Наиболее распространенной формой подводящих магматических каналов этих гор были протяженные трещины, наряду с которыми возникали крупные лавовые купола.

Извержения были мощными – лавы и пепловые массы покрывали большие площади. Бомбово-пепловые и лавовые покровы перемежаются друг с другом и имеют различные мощности, иногда достигая 100м.

Высшая точка Западного Катутау достигает высоты 1720м, Восточного - 2025м.



Пермские лавы Катутау

Восточный Катутау сложен отложениями Илийского озера миоцен-плиоценового возраста

Кент-Кошубайские горы

Вид на восток с горы Аспантау – 1546м

Горы расположены в центральной части Казахского мелкосопочника между Каркаралы на севере и горами Кызыларай на юге. Гранитный массив Кент пермского возраста составляет северную часть гор. Запад Кента покрывают сосновые леса.

Кошубай

Центральную и наибольшую по площади часть гор занимает Кошубайский массив сложенный, в основном, вулканическими породами карбонового и пермского периодов. Массив местами прорывается гранитными интрузиями пермского возраста. Высочайшая гора Кошубая имеет высоту 1546м (вторая

вершина Казахского мелкосопочника после Аксорана (1562м). Восточную часть занимают горы Коныртемирши, сложенные пермь-карбоновыми вулканитами и менее распространенными пермскими гранитами. Высочайшая точка Коныртемирши – вершина Карасоран, 1368м. На юго-западе района расположены горы Буртас; на северо-западе – горы Сарыколжа. Протяженность гор по широте – около 120км.

Кошубай с юга

Буртас с запада

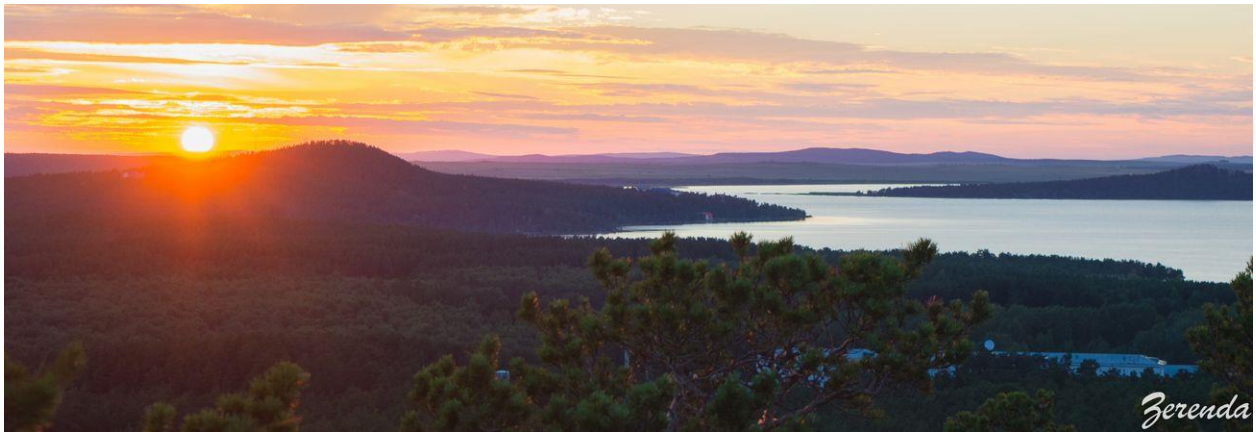
Кент

Кокшетау

Кокшетау (Көкшетау) – мелкосопочная возвышенность на севере страны с отдельно расположенными скальными массивами длиной 180км. Высшая точка – 947м (Боровской комплекс). Возвышенность сложена в основном протерозойскими метаморфическими породами – сланцами, кварцитами, метаморфизованными эффузивами, известняками, песчаниками, которые прорываются гранитами, диоритами и габбро палеозойского возраста. Кроме того, здесь имеют развитие архейские гнейсы и сланцы, а также кембрийские и силурийские вулканиты и ордовикские, девонские и карбоновые отложения морского и континентального происхождения. Вышеуказанные горные породы часто перекрываются мезозой-кайнозойскими корами выветривания мощностью до нескольких сотен метров и неоген-четвертичными отложениями.

Начало широкого проявления гранитизации этого района проявлялось в протерозое – около 1400 млн лет назад. Наиболее интенсивное развитие гранитогнейсовых купольных структур происходило 1000 млн лет назад. Дальнейшие проявления гранитизации в палеозое приводили к сложному сочетанию выплавления гранитоидов внутри сформированных ранее интрузивных массивов и выходом их на поверхность. Гранитоидные образования подвергались различной степени эрозии. Судя по примыкающим к гранитным массивам отложениям песчаников и конгломератов, интрузивные горы не поднимались над окружающими ландшафтами выше 2км.

Крупнейшим интрузивным комплексом Кокшетауской возвышенности является Зерендинский гранитоидный массив ордовик – ранне-силурийского возраста, диаметром до 80 км и с глубиной развития до 20 км.

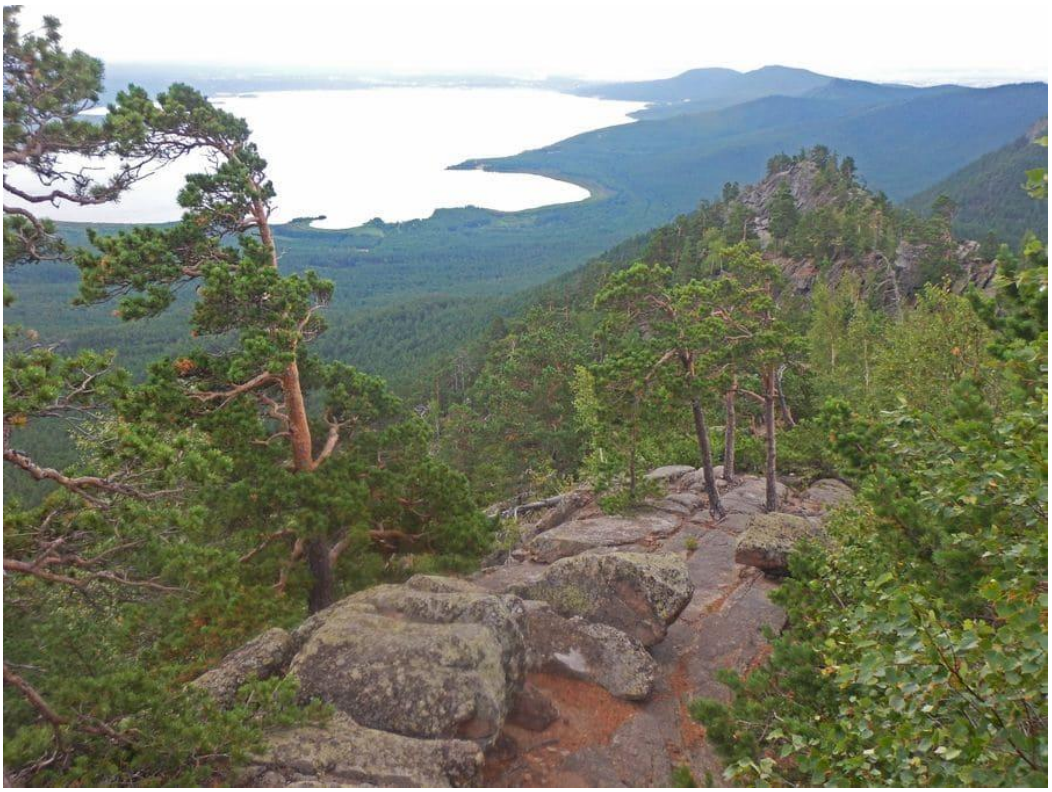


Зеренда. Автор?

Боровской гранитоидный комплекс расположен восточнее Зерендинского массива и раз в десять меньше последнего. Боровской массив

имеет крутые углы падения до отрицательных и представляет собой сохранившуюся от эрозии нижнюю часть грушевидного тела, достигающего глубины 8км. Силурийские граниты ядра Боровского массива отделены с запада от вмещающих протерозойских и архейских толщ метаморфитов полукольцом гранитов, внедрившихся во вторую фазу – в карбоне. Эти краевые граниты выделяются в рельефе, слагая хребет Кокшетау, который стал подниматься над дневной поверхностью, вероятно, около 10 млн лет назад.

Боровской массив

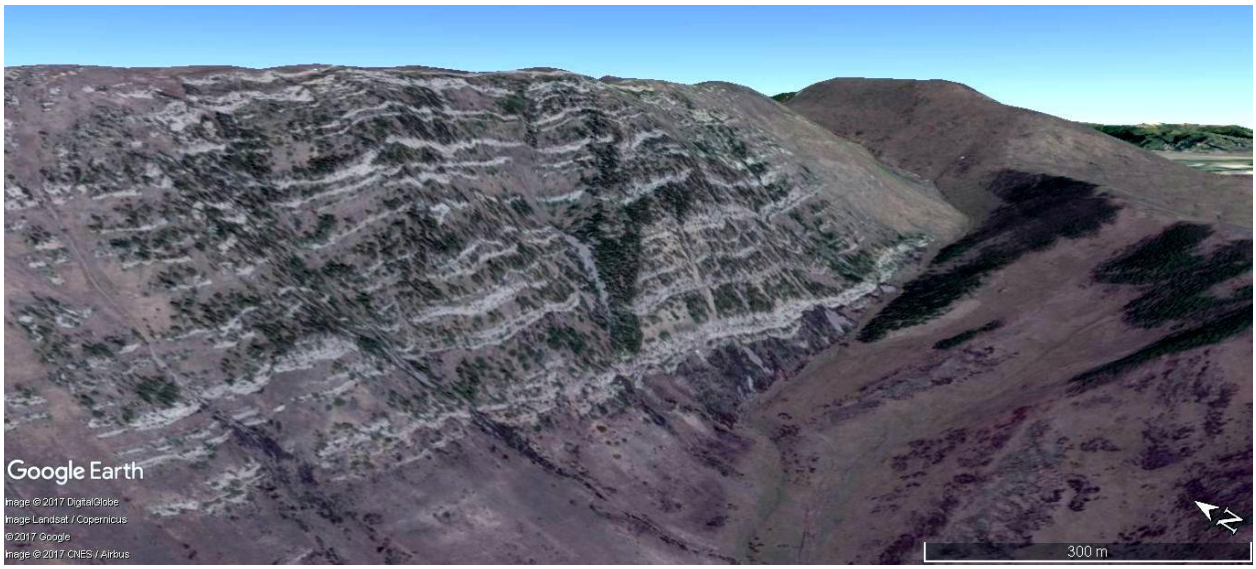


Крупнейшим комплексом метаморфических пород Кокшетау является Зерендинский комплекс мощностью более 9км, представлены различными сланцами – первоначально это были обломочно-глинистые породы с прослоями карбонатов и кварцитов ритмично переслаивающегося характера. Среди зерендинских сланцев также широко проявлены гнейсы, образованные в результате магматического воздействия.

Ущелье Комирше (Көмірше)

Расположено на южном склоне западной части хребта Кетмень на юго-востоке Алматинской области.

Район сложен известняками каменноугольного периода.



Еловое редколесье на южных склонах хребта Кетмень – явление редкое для тянь-шанской ели. Слева – ельники на южной экспозиции, растущие на слоистых известняках. Справа обычные еловые массивы на северной экспозиции

Кызыл Арай

Горы Кызыл Арай площадью 58х58км находятся на юге Казахского мелкосопочника в 160 км на север от озера Балхаш. Сложены карбоновыми и пермскими гранитами, карбоновыми диоритами и габбро и карбоновыми вулканитами. В центре гор расположен одноименный гранитный массив с высочайшей вершиной всего мелкосопочника – горой Аксоран высотой 1562м. Гранитные массивы были подняты на дневную поверхность в плейстоцен-неогеновое время (2-3 млн лет назад).

Гранитный массив Кызыл Арай

Северная часть Кызыл Арая (на дальнем плане), сложенная вулканитами

Вид с Аксорана на восток

Мангышлак

Регион занимает юго-западную часть Казахстана.

В конце мелового периода, 65-67 млн. лет назад происходило поднятие Мангистауской возвышенности с сопутствующей регрессией ПалеоКаспийского моря. В настоящее время Мангистауская возвышенность выражена на современной поверхности обнажениями мелового периода – мелом позднего мела и серо-зелеными алевролитами раннего мела. Эти обнажения протягиваются широкой полосой от Мангышлакского залива до севера впадины Карынжарык.

В палеогене, море активно размывало Мангистауское поднятие, одновременно перекрывая его осадками. Морские осадки здесь откладывались на протяжении всего кайнозоя.

В миоцене, около 20 млн. лет назад, произошел первый импульс роста и складчатости Каратауских гор на западе Мангистауского поднятия.

В плиоцене, 4 млн. лет назад, поднялась западная часть Туранской плиты (Юго-Западный Казахстан, Западный Узбекистан, Западная Туркмения) сформировав плато Устюрт. Морские течения и прибой подмывали поднятие, формируя останцевые горы и уступы (чинки) плато. Морские течения и прибойная эрозия создавали, кроме того, впадины Мангышлака путем выноса материала в сторону от образующихся депрессий. Так образовалась впадина Карагие глубиной 134м ниже уровня мирового океана и ниже уровня Каспийского моря на 107м. Впадина Карынжарык достигает глубины минус 93м и находится под чинком Устюрта ниже кромки плато на 300м, что характерно и для современной прибойной зоны морского берега Каспия. Время от времени впадины заполняются солоноватыми водами временных водотоков, после высыхания которых образуются обширные солончаки.

В конце эпохи плейстоцена начался и продолжается в настоящее время второй импульс роста и складчатости хребтов Западный и Восточный Каратау, составляющие хребет Мангистау.

Здесь обнажаются отложения юрского, триасового и пермского периодов. В Восточном Каратау расположена группа наивысших вершин Мангышлака – Бесшокы (556м). На востоке меловой Мангистауской возвышенности поднимаются отдельные горы, такие как Карамая (209м) и Карашек (194м), также сложенные отложениями юры, триаса и перми. Время их формирования, предположительно, не больше 8000 лет – то есть их рост происходил после последней крупной трансгрессии и они, таким образом, еще не подвергались размыву морем. Гора Карамая расположена во впадине Карынжарык и вокруг горы на ровной поверхности обнажены смятые слои мела и юры, что свидетельствует о существовании здесь ранее небольших гор, смытых к настоящему времени трансгрессиями Каспия.

На полуострове Бозащы имеет место грязевой вулканизм, связанный с выделением воды и газов из осадочных горизонтов.

История Мангышлака и Каспийского моря тесно связаны. **Самой существенной особенностью истории Каспия является трансгрессивно-регрессивный режим моря.**

14-10 млн лет назад на территории от современной Германии до западных отрогов Гиндукуша существовало Сарматское море. НеоСарматское море 500-300 тысяч лет назад занимало приблизительно такую же территорию. Около 10 млн лет назад Сарматское море восстанавливает связь с Мировым океаном в районе пролива Босфор. Этот период получил название Меотического моря.

6 млн лет назад разделились Чёрное и Каспийское море – распад морей был вызван поднятием Кавказа и понижением уровня Средиземного моря. 5-4 млн лет назад Чёрное море при повышении уровня слилось с Каспием, заливая при своем максимальном распространении территорию Туркмении.

В начале плейстоцена на Каспии произошла длительная тюркянская регрессия с понижением уровня моря до минус 200 м – тогда Каспий заполнял только Южно-Каспийскую и часть Средне-Каспийской котловин, между которыми существовал мелководный пролив в районе Апшеронского поднятия.

17 000 лет назад началась хвалынская трансгрессия с поднятием моря до +50м над уровнем мирового океана с переливом каспийских вод в Черноморскую котловину, которая прерывалась эльтонской и енотаевской регрессией (от −45 до −110м). Хвалынская трансгрессия сменилась около 7000 лет назад мангышлакской регрессией (до −90м). Мангышлакская регрессия сменилась в первую фазу межледникового похолодания и увлажнения новокаспийской трансгрессией.

Трансгрессивно-регрессивный режим Каспийского моря в неоген-четвертичное время в основном связан с колебаниями климата:

крупнейшие трансгрессии происходят через некоторое время после начала ледниковых периодов, когда льды становятся мощными источниками воды особенно с началом таяния ледникового щита в конце ледниковья. Регрессии происходят в межледниковые периоды. В засушливые периоды межледниковий регрессии особенно сильны.

Конкреции из песчаников раннемелового возраста

Вертикальные слои триасовых алевролитов хребта Мангистау

Северо-Каспийская низменность

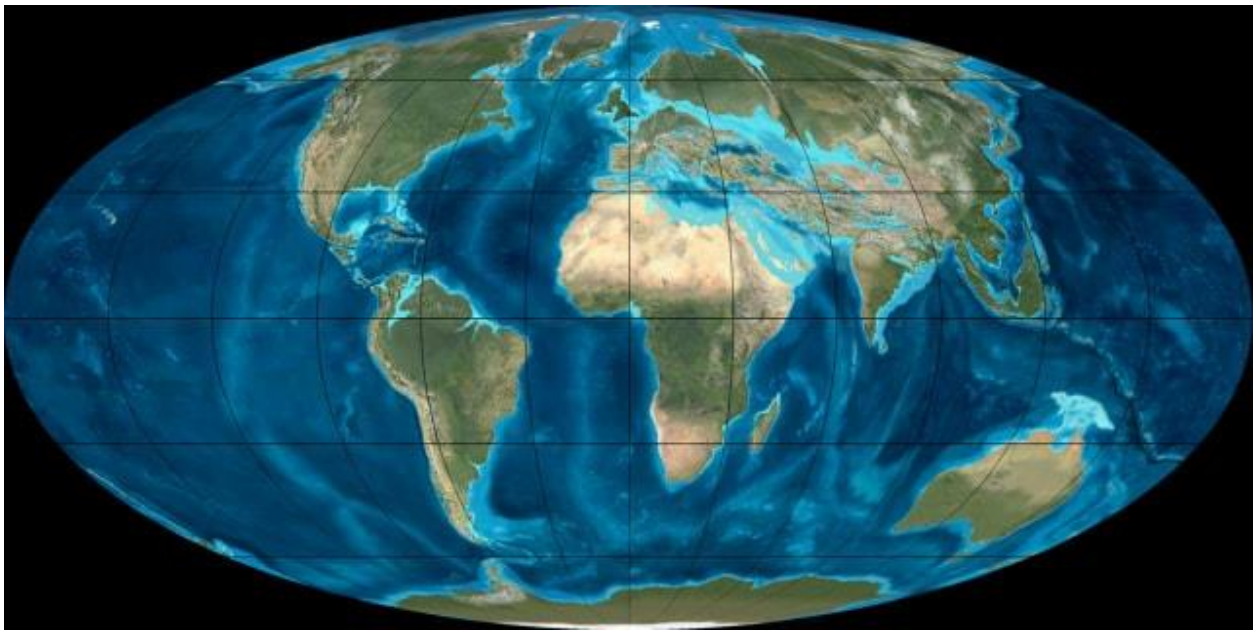
Аккергешин. Фото Дмитрий Ткаченко

В раннем карбоне образовался Каспийский залив Уральского моря. В карбоне впадина отгородилась от Уральского моря в результате столкновения Скифской плиты с Прикаспийской (Западно-Туранской). После столкновения Восточной Европы с Казахстаном в конце карбона–начале перми с юга, запада и востока впадины возникли горы, поставлявшие обломочный материал в Каспийский бассейн.

Изоляция Северного Каспия от мирового океана привела в ранней перми к мощному соленакоплению. Интенсивное испарение приповерхностной воды позволяло солям кристаллизоваться, что приводило к увеличению солености воды и осаждению соли. Из-за тектонических нарушений равновесия эта **соль сегодня всплывает на поверхность в виде соляных куполов**, прорывая перекрывающие ее более тяжелые слои (песчаники, конгломераты и пр.) Соляные купола поднимаются со средней скоростью 1-3см в год и за миллионы лет они прошли путь в километры. Купола похожи на перевернутые капли, причем они часто оторваны от основного слоя соли и всплывают сами по себе. Соляные «капли» выходя на дневную поверхность, размываются, формируя многочисленные солончаки равнины.

В меловом периоде и эоцене Палеокаспийское море океана Тетис заливало пустыни Кызылкум и Бетпакдала и через пролив между Памиром и Тянь-Шанем проникало в Таримскую впадину, а через Тургайский пролив соединялось с Западно-Сибирским морем. Начиная с олигоценовой эпохи палеогена около 30 млн лет назад в регионе Тетиса начался процесс закрытия (сжатия) океана и, к началу неогена около 23 млн лет назад, от океана Тетис

остались остаточные морские бассейны – Персидский, Средиземный, Черноморский и Каспийский, связанные между собой проливами.



Тетис в олигоценовую эпоху представлял собой море между Африкой и Евразией с большим архипелагом островов, которые в миоцене станут частью Евразийского материка

14-10 млн лет назад в миоцене на территории от современной Германии до западных отрогов Гиндукуша существовало Сарматское море. Около 10 млн лет назад Сарматское море восстанавливает связь с Мировым океаном в районе пролива Босфор. Этот период получил название Меотического моря.

6 млн лет назад Чёрное и Каспийское море разделились в результате поднятия Кавказа и понижения уровня Средиземного моря. Около 5 млн лет назад Чёрное море соединилось с Каспием заливая при своем максимальном распространении территорию Туркмении, Мангышлака и Устюрта (Понтийское море). В плиоцене, погружение коры Южного Каспия вызвало сильную регрессию моря. Южно-Каспийская котловина вобрала воды Северного и Среднего Каспия – уровень озера в Южно-Каспийской котловине находился примерно на 200м ниже уровня мирового океана. Волга, значительно удлинив свой путь, впадала в Южно-Каспийское озеро и сейчас на дне в средней части Каспия протягивается каньон длиной около 200км, шириной от 5 до 15км, и глубиной до 600м, вырезанный древней Волгой.

В начале плейстоцена на Каспии произошла длительная тюркянская регрессия с понижением уровня моря до минус 200 м – тогда Каспий заполнял только Южно-Каспийскую и часть Средне-Каспийской котловин, между которыми существовал мелководный пролив в районе Апшеронского

поднятия. Между 3 и 1,8 млн лет назад существовало Акчагыльское море залившее Туркмению, Мангышлак, Устюрт, долину Волги до современного Татарстана и имевшее связь с Черным морем через узкий пролив. Время существования Апшеронского моря от 1,7 до 1 млн лет назад (занимало примерно ту же территорию, что и Акчагыльское море). 500-400 тысяч лет назад происходила бакинская трансгрессия. Около 300 тысяч лет назад – раннехазарская трансгрессия. 250-100 тысяч лет назад – позднехазарская.

17 000 лет назад началась хвалынская трансгрессия с поднятием моря до +50м над уровнем мирового океана с последним в истории переливом каспийских вод в Черноморскую котловину, которая прерывалась ательской (до −140м) и енотаевской (до −110м) регрессией. Хвалынская трансгрессия сменилась около 7 тысяч лет назад мангышлакской регрессией (до −70м).

Трансгрессивно-регрессивный режим Каспийского моря в неоген-четвертичное время в основном связан с колебаниями климата: крупнейшие трансгрессии происходят через некоторое время после начала ледниковых периодов, когда льды становятся мощными источниками воды особенно с началом таяния ледникового щита в конце ледниковья. Сильные регрессии происходят в межледниковые периоды. В засушливые периоды межледниковий регрессии особенно сильны. При детальном рассмотрении изменений уровня моря выясняется, что в холодные периоды были самые обширные трансгрессивные бассейны, а в теплые – малые трансгрессии. Однако в эпоху покровных оледенений трансгрессии Каспия неоднократно прекращались и наступала холодная регрессия. В фазы межледниковий Каспий находился в регрессивном состоянии. Трансгрессии происходили и в фазы похолоданий внутри межледниковых эпох.

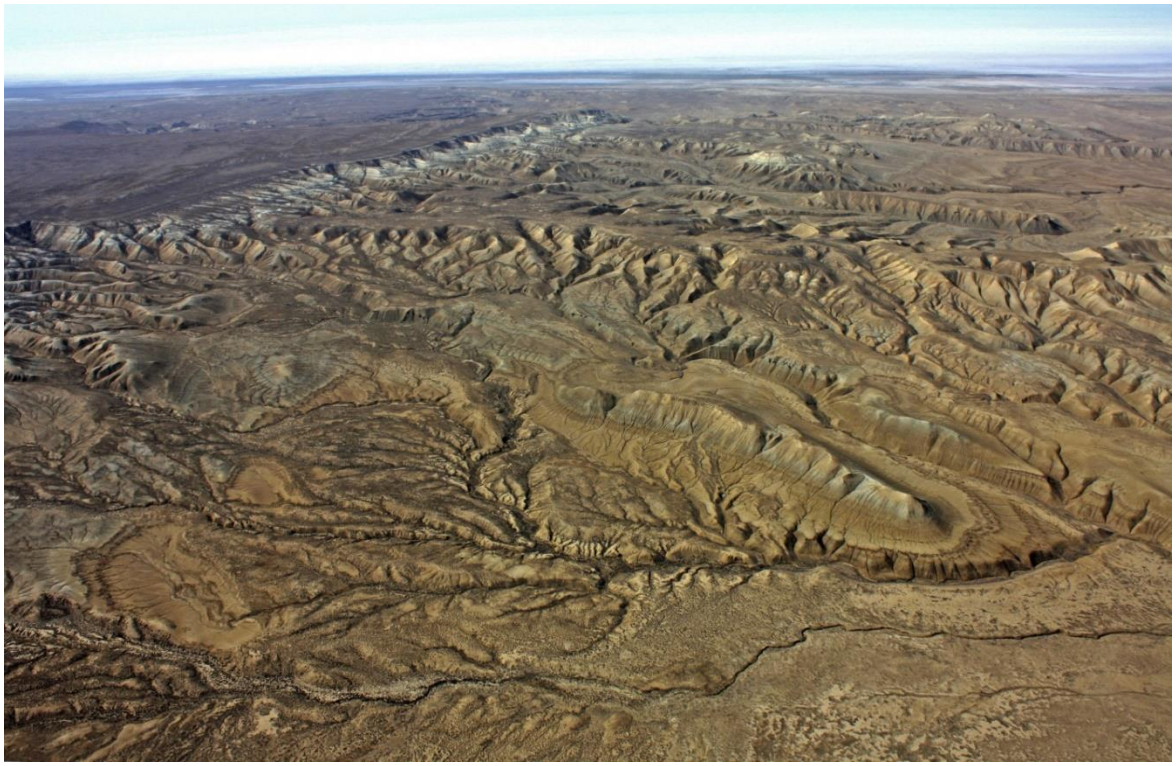


Фото Владимир Федоренко

В настоящее время воды Северного Каспия заливают южную часть Северо-Каспийской низменности. Эта подводная часть представляет собой чрезвычайно выровненную мелководную равнину с максимальной глубиной 9 метров во впадине Уральская Бороздина.

Тенгиз – Коргалжинские озера

Обособление Тенизской впадины, расположенной в северном Казахстане, происходило в раннем карбоне около 330-320 млн лет назад. В то время впадина была залита Палеоазиатским океаном. В течение карбона палеоконтинент Казахстан объединялся с Сибирью и Лавруссией, что привело к образованию суперконтинента Лавразия и исчезновению Палеоазиатского океана, глинистые осадки которого слагают дно Тенизской впадины.

В пермском периоде впадина была заполнена почти до полного выравнивания осадками вулканического и озерного генезиса.

В настоящее время геологическая Тенизская впадина представляет собой равнину, в юго-восточной части которой расположена Тенгиз-Коргалжинская группа озер.

Размеры озера Тенгиз (каз. Теңіз – море, большое озеро) 80×40 км; площадь меняется от 1590 км² до 1382,6 км²; максимальная глубина – 8м.

Вода горько-соленая; минерализация колеблется от 50 до 200г соли на литр воды. На озере около 20 островов, на некоторых располагаются гнездовые колонии розового фламинго. Берега северной, северо-западной, западной части – пологие, южная и юго-западная – с нанесенным песчаным валом до 2м высоты. В озеро впадают реки Нура и Куланотпес.

Фламинго на Тенгизе. Автор?

Северо-запад Тенизской равнины

Тургайский Акжар

Отложения глин в Акжарской пустыне. Фото Деонисий Мить

Слабохолмистая глиняная пустыня Акжар (Торғай Ақжар), протянувшаяся на 30км в меридиональном направлении, расположена в Центральном Казахстане вдоль восточного берега реки Сары-Тургай и представляет собой разноцветные глиняные обнажения палеогена и неогена континентального генезиса.

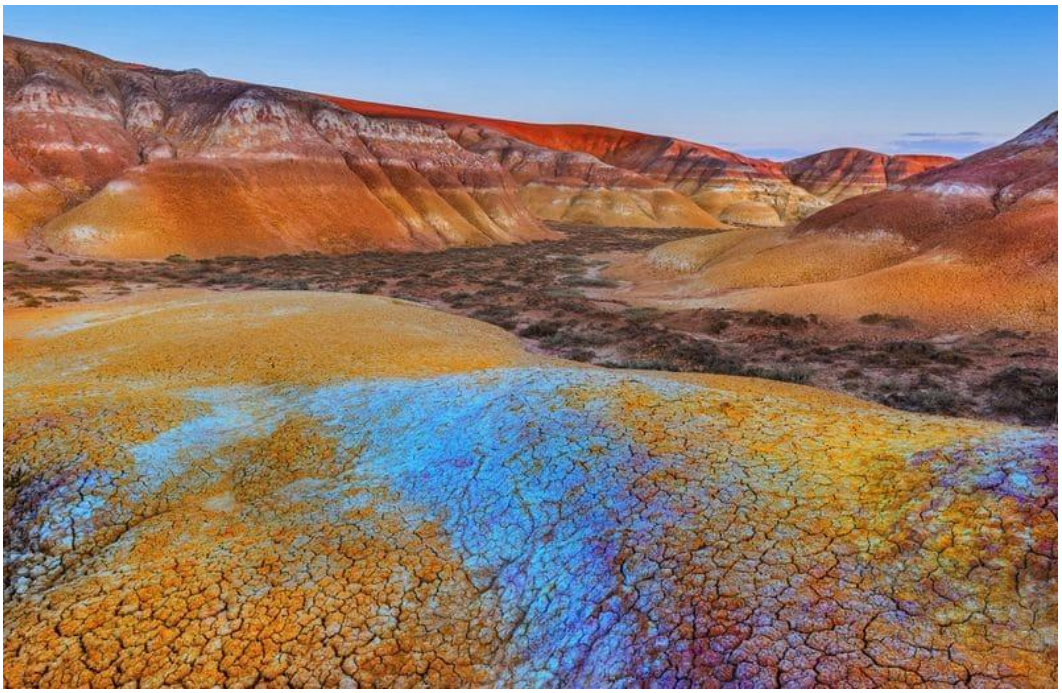


Фото Азаматова Элина

Фото Владимир Дроботенко

Южно-Джунгарские горы

Горы Токсанбай (Южная Джунгария) являются западной частью хребта Борохоро, средняя и восточная части которых находятся в Китае. Здесь расположены ущелья Коктал, Тышкан, Шыжын, Хоргос и Усекские ущелья (Осек). С севера Западный Борохоро отделяется от Джунгарского Алатау ущельями Коксу и Казан; от хребта Алтын Эмель Южно-Джунгарские горы отделяет долина Борохудзир; на юге простирается Илийская долина.

Усекская горная система состоит из трех основных ущелий – Большой Усек, пролегающий в субмеридианальном направлении, и Средний Усек и Малый Усек впадающие в Большой с запада. Основные ущелья оперяются многочисленными небольшими ущельями и широкими долинами с озерами.

Высочайшая вершина Токсанбая достигает высоты 4380м.

В районе обнажаются метаморфиты рифея, интрузивные образования рифея и палеозоя, лавы среднего девона и осадочные породы кембрия, ордовика, девона и карбона. В низовьях ущелья распространены отложения плиоцена и конгломераты раннего плейстоцена.

Судя по конгломератам, поднятие хребта в этом районе происходило с начала четвертичного периода 2,5 млн. лет назад и происходит до настоящего времени.

Плато Устюрт

Плато расположено на юго-западе страны между Западным Аральским озером на востоке и Мангышлаком на западе.

Многочисленные трансгрессии (наступления) и регрессии (отступления) Каспийского моря образовали осадочные слои плато Устюрт (Ұстірт). В плиоценовую эпоху плато испытало поднятие. Последующие трансгрессии Каспия подвергали поднятие размыву и неоднократному затоплению. В результате подмыва морскими течениями образовался характерный Устюртский чинк (уступ), что было возможно при наличии рыхлых отложений перекрытых относительно крепкими бронирующими отложениями (миоценовые известняки).

В среднем плиоцене на плато существовали озера с впадающими в них реками. Сегодня эти озера представляют собой огромные соляные поля (солончаки). В депрессиях, за счет просачивания речных вод разрушался верхний бронирующий слой и формировались устюртские пещеры.

Неоднократные наступления береговой линии Каспия продолжали подмывать чинки, унося смытый материал в море.

В пещере на Устюрте

Центральный Тянь-Шань

Долина Баянкол

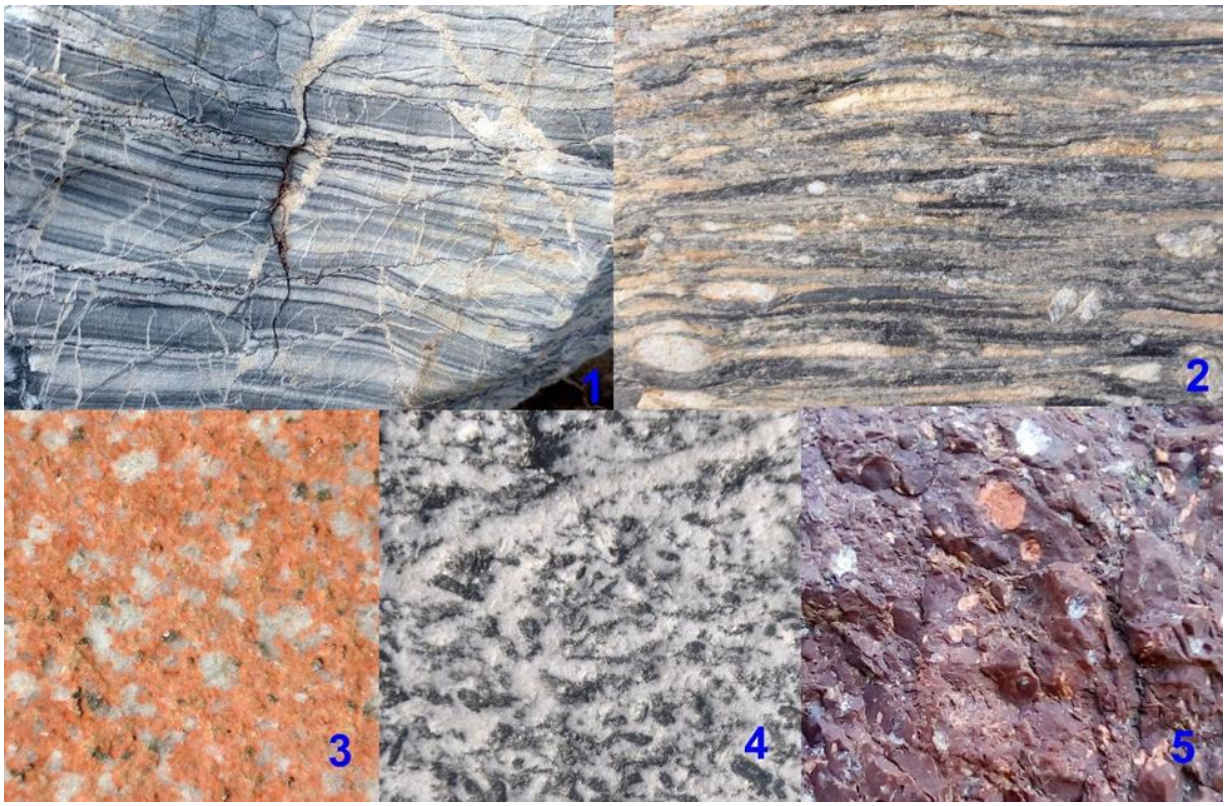
Этот горный район расположен на стыке границ Казахстана, Киргизии и Китая. Наиболее древние горы, стоявшие на месте современного Центрального Тянь-Шаня известны с силура. Это была горная цепь у берега моря. В раннем и среднем девоне здесь возвышались вулканы. В позднем девоне и раннем карбоне район был шельфом – мелководным морем. В среднем и позднем карбоне произошло важное событие – объединение Таримской плиты и Центрально-Азиатского континента, в результате чего море было вытеснено. Шов, соединяющий эти континентальные плиты становится с того времени тектонически активным. С начала перми усилились горообразовательные процессы. В юрском периоде горы, достигнув своей максимальной высоты на то время (предположительно среднегорный рельеф), начали постепенно разрушаться. К началу палеогена вершины Центрального Тянь-Шаня едва достигали высоты 1000м.

В олигоценовую эпоху вновь начался рост гор. С неогена до настоящего времени тектонические процессы на Тянь-Шане усиливаются. Особенно активным было вздымание Центрального Тянь-Шаня. В конце плиоцена вершины района достигли высоты 3500м. Сформировалось оледенение. Сносимый с гор материал стал более грубообломочным.

Сегодня высочайшая вершина этого района и всего Тянь-Шаня – гора Победа (граница Киргизии и Китая) достигает высоты 7439м; вторая по высоте гора Хан Тенгри (7010м) – высочайшая вершина Казахстана.

Хан Тенгри – 7010м – высочайшая гора Казахстана

Центральный Тянь-Шань сложен разнообразными породами – магматическими, метаморфическими и осадочными различного времени образования – архея, протерозоя, фанерозоя. Здесь находится крупнейший ледник Тянь-Шаня – Иныльчек. Это район с наиболее активными геологическими процессами на территории Казахстана.



1 – известняк карбонового периода; 2 – парагнейс (метаморфическая порода) рифейского возраста; 3 – граносиенит пермского периода; 4 – диорит, пермь; 5 – туф (вулканический пепел), карбон

Чарынский каньон
(Шарын шатқалы)

Река Чарын протекает на юго-востоке Алматинской области и берет свое начало в Терскей Алатау. В плиоцене до, примерно 3 млн лет назад, Чарын впадал в Илийское озеро (Палео-Балхаш) в районе Кегенской долины (берег Илийского озера тогда доходил до отрогов Терскей Алатау).

С конца плиоцена, по мере роста хребтов Кетмень, Кулуктау, Заилийского Алатау и Кунгей Алатау, озеро отступало на север, пока около 2,5 млн лет назад полностью не исчезло. Бывшее дно озера стали перекрывать отложения песков и валунно-галечников, которые выносились селевыми потоками и реками с растущих гор, образуя равнину, прорезанную многочисленными речными руслами.

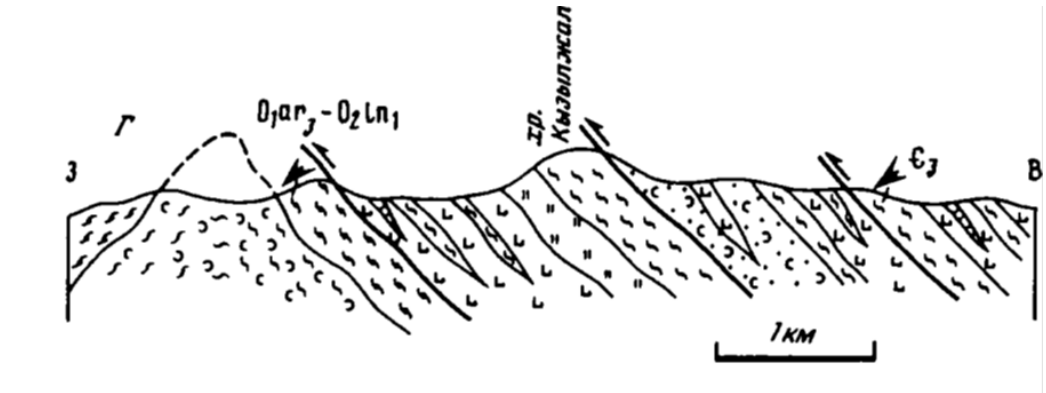
В плейстоцене 1 800 000 лет назад после мощного тектонического импульса, ускорившего рост хребтов Северного Тянь-Шаня, речной сток в Кегенской долине увеличился и сконцентрировался в одном русле – русле реки Чарын. Одновременно увеличивалась врезающая сила реки, что привело к началу образования каньона – равнинной речной долины с крутыми склонами. В это же время поднимался хребет Торайгыр, который также равномерно росту хребта прорезался Чарыном с выходом реки в современную Илийскую долину.

Чингизские горы

Вид на восток с горы Кособа – 1306м

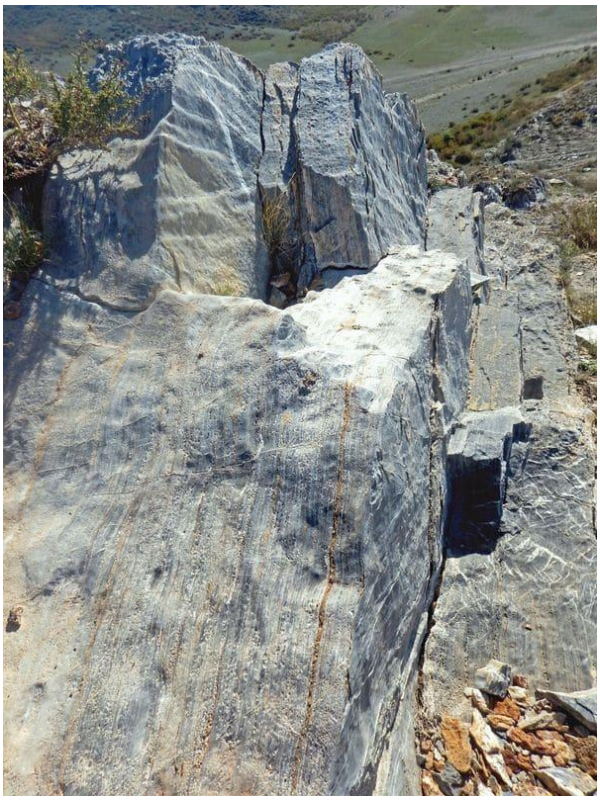
Чингизские горы (Шынғыстау) расположены на востоке Казахского мелкосопочника; имеют протяженность 200 км при ширине до 50км. Состоят из трех параллельных друг другу хребтов: **Акшатау (до 1306м)** на востоке, Чингизтау (до 1160м) в средней части системы и Канчингиз (до 1150м) на западе.

Формирование Чингизтау началось в раннем кембрии 540 млн лет назад, когда в океанической коре ПалеоАзиатского океана образовался разлом, вызванный погружением в мантию части океанической плиты, увлекаемой конвективными потоками мантийного вещества. То есть начался процесс субдукции с образованием глубоководного желоба и аккреционной призмы осадочных пластов, которые срезались с погружаемой плиты и накапливались у края противостоящей плиты.

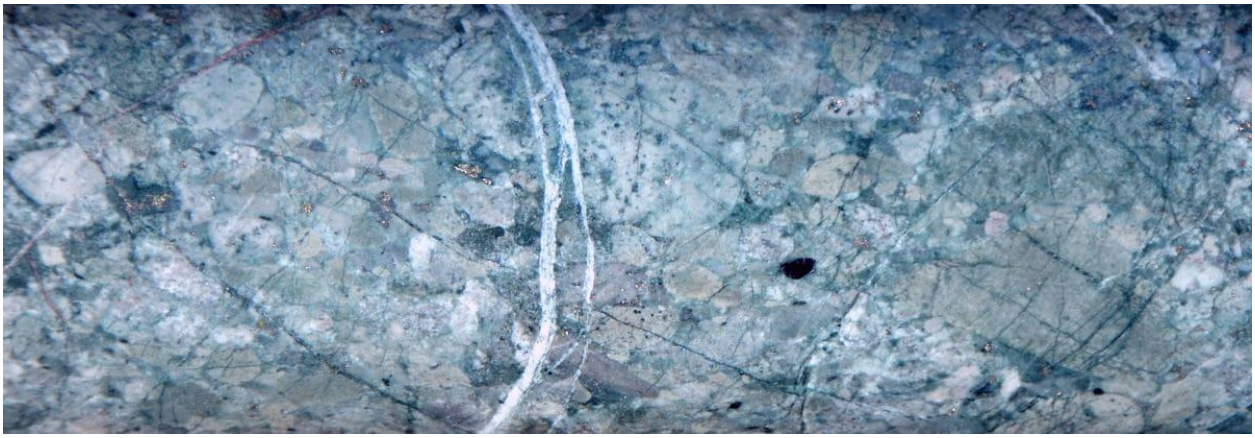


Типичное строение Чингизских хребтов, сформированных аккреционными пластинами в процессе субдукции в ордовике и силуре

По мере расплавления океанической плиты в мантии, образованный расплав в виде магматических каналов поднимался вверх с формированием вулканов, возвышающихся среди океана в экваториальной зоне. Так в середине кембрия образовалась Чингизская цепь вулканических островов**. В раннем ордовике около 480 млн лет назад начался процесс надвига донных пластов на островную вулканическую дугу.** Последовательное причленение аккреционных пластин продолжалось десятки миллионов лет и к концу силурийского периода 420 млн лет назад Чингизтау представлял собой крупный вулканогенно-аккреционный массив с прилегающими островами, вытянутыми в субширотном направлении на северо-запад и юго-восток.



Известняки позднего ордовика (около 450 млн лет)



Вулканогенно-осадочные породы. Силур

В девонском периоде около 390 млн лет назад Чингизтау в виде вулканического нагорья входит в состав Казахстанской континентальной плиты, расположенной уже в тропических широтах.

Песчаниковые известняки с обломками раковин брахиопод. Поздний девон

Всю последующую историю Чингизское нагорье оставалось тектонически активным, о чем свидетельствуют многочисленные разломы и интрузивные и вулканические образования. **В девоне и карбоне** в районе продолжалась вулканическая деятельность. В это же время горы частично или полностью неоднократно перекрывались морем. Начиная **с пермского периода вулканическая активность района затухает** и в последующей истории больше не фиксируется.

Чу–Илийские горы

Чу-Илийские горы (Шу–Іле) расположенные между озером Балхаш и Заилийским Алатау, представляют собой мелкосопочное поднятие длиной 200км с широкими долинами и сухими или пересыхающими руслами.

В раннем палеозое здесь существовали морские условия, о чем свидетельствуют осадочные породы, содержащие морскую фауну океана Палеотетис. В кембрии в юго-восточной части Чу-Или находился глубоководный желоб с соответствующим процессом субдукции и образованием аккреционной призмы, слагающей ныне гряду Колжабасы. Гряда сложена сильно-смятыми тонкослоистыми отложениями глубоководного происхождения.

В девоне, карбоне и в юре произошло три импульса тектонической и вулканической деятельности, приведшие к образованию древних Чу-Илийских гор, которые в мезозое были подвергнуты разрушению с выравниванием поверхности. Фрагменты этих древних гор сохранились до настоящего времени в виде наклонных равнин.

В конце мела и в палеогене здесь было озеро с активным трансгрессивно-регрессивным режимом (с наступлениями и отступлениями береговой линии). Осадки верхнемеловых трансгрессий сейчас сохранились в виде столовых останцев, сложенных глинами и галечниками. Береговая линия наиболее широкой трансгрессии в палеогене четко прослеживается по нахождению прибрежной озерной фауны. В конце палеогена и в миоцене район представлял собой озерную равнину. С конца плиоцена до настоящего времени горы подвержены активным тектоническим движениям. Эти движения сформировали густую сеть разломов и поднятия, которые подвергались интенсивной денудации. Поднятия обнажили осадочные складчатые слои ордовикского тропического моря с богатой фауной, а также кембрийские и силурийские отложения. На дневной поверхности также обнажены метаморфические массивы нижнего протерозоя, интрузивные и вулканогенные массивы рифея и палеозоя.

Долина Чилик и Жангырык

Чиликская долина (Шелек) и ее верховье – ущелье Жангырык разделяют Заилийский Алатау и Кунгей Алатау в их восточной части. Долина протянулась в широтном направлении на 120км. Основными истоками, питающими Чилик, являются ледники Корженевского, Богатырь и Жангырык. Река Южный Иссык, вытекающая из ледника Корженевского и впадающая в Чилик, вбирает реку Юго-Западный Иссык, вытекающую из ледника Богатырь. Здесь рассматривается только долина собственно Чилика.

Чиликская долина возникала одновременно с поднятием хребтов Заилийский Алатау и Кунгей Алатау, причем рост хребтов происходил быстрее поднятия дна долины. В нижней части долины сохранились осадочные слои карбонового и ордовикского периодов, покрывающие значительную площадь этого района. Также на дне долины сохранились реликты миоценовых и плиоценовых отложений. В верховьях долины Жангырык рост гор протекал интенсивнее. Некоторые вершины в этом районе превышают высоту 4500м.

Во время двух крупных ледниковых периодов, произошедших в истории Заилийского и Кунгей Алатау, Чиликская долина была полностью заполнена ледником, углублявшим долину по мере своего сползания.

Крупнейшими ледниками в долине Жангырыка и во всём Кунгей Алатау являются: одноименный с долиной ледник Жангырык (площадь – 17,7 км2; объём льда – 2,01 км3), Южный Жангырык (Западный Новый) (площадь – 9,2 км2; объём – 0,75 км3), Новый (площадь – 13,2 км2; объём – 1,29 км3).

Среднее Кольсайское озеро. Фото Григорий Беденко

Затопленный лес в озере Каинды. Фото Василий Калашников

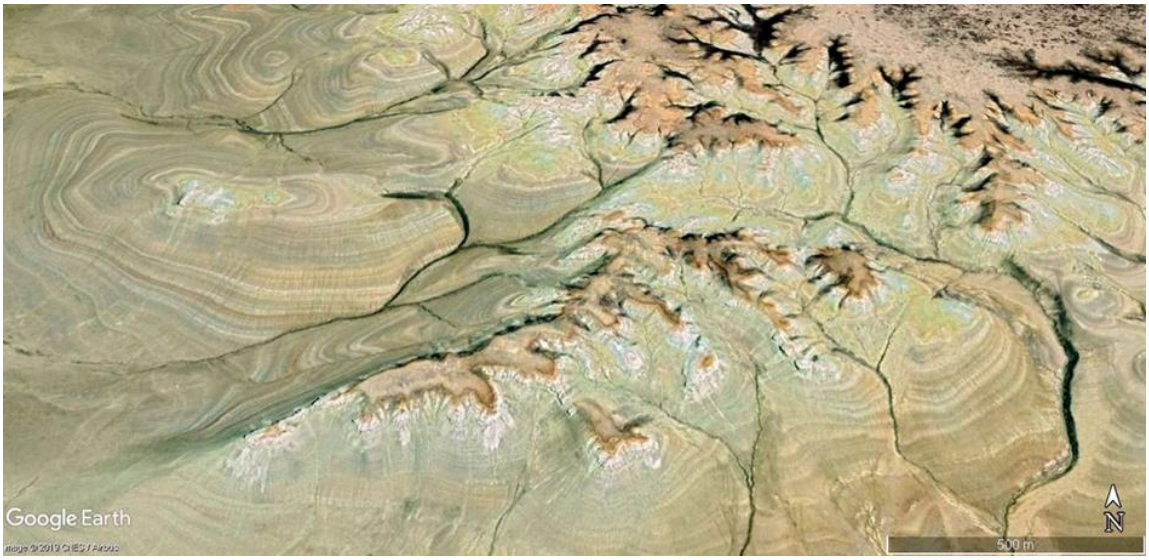
Ледник Жангырык. Автор?

Шалкартениз

Шалкартениз (Шалқар Теңіз) – солончаковая, частично заболоченная впадина в низовьях реки Тургай в 160 км к северу-западу от города Аральск и в 200км восточнее метеоритного кратера Жаманшин. Солончак Шалкартениз, имеющий длину 62км, выражает в рельефе Шалкарский прогиб, заполненный осадочными образованиями мощностью до 2000м. Здесь заканчивает свой путь река Тургай.

До конца XVI века впадину наполняли воды, которые периодически прорывались в сторону Аральского озера. Весной в Шалкартениз поступают воды реки Тургай, и тогда он превращается в мелководное горько-солёное озеро глубиной до 3м. В настоящее время вблизи впадины располагаются питаемые паводковыми водами десятки мелких озёр.

Шалкартениз и чинк к северу от впадины. Автор?



Палеогеновые отложения восточнее Шалкартениза

Шалкар-Тениз и высохшие в настоящее время озера Дурукча, Джаман-Аккуль и Шубар-Тениз на карте 1923 года

Индрикотерий. Музей природы. Академия Наук Казахстана. Алма-Ата

Метеоритный кратер Шунак

Кратер, возникший в результате удара метеорита 12 млн. лет назад в миоценовую эпоху, находится в одноименных горах с максимальной высотой 1111м (гора Шунак) на крайнем юго-западе Казахского мелкосопочника в 50км западнее железнодорожной станции Моинты. Кратер в поперечнике около 3,1км, глубиной 400м. Его особенностью является разлом, рассекающий кратер в восточной части. Дно кратера заполнено рыхлыми слоистыми озерными осадками мощностью порядка 200м. Ниже бурением установлен слой брекчии раздробленных риолитов, в обломках которых зерна кварца имеют следы ударного воздействия в виде характерной специфической структуры. Также здесь обнаружены радиально-лучистые обособления марказита, что возможно указывает на высокую температуру воды озера первоначально возникшего в кратере.

Шуылдак

Каньон Шуылдак в восточных отрогах гряды Мугоджары (Муголжары), расположенной северо-западнее Шалкартениза, вскрывает комплекс вулканитов раннего палеозоя образованных в глубоководных условиях (до 3км) в зоне спрединга. То есть эта зона (в основном базальты) являлась дном Уральского моря разделявшего Казахстан и Восточную Европу.

Формирование Уральского моря началось в раннем ордовике, когда произошел раскол восточного края Восточно-Европейского континента, который фиксируется вулканическими сериями пород: базальтами и риолитами. В свою очередь, эти вулканиты связаны с грубообломочными толщами характерными для рифтов. В результате этого раскола Мугоджарский блок, сложенный метаморфитами, сместился к востоку, освободив пространство для Уральского моря. Реликты пород этой стадии представлены офиолитовой ассоциацией, типичной для срединно-океанических хребтов и рифтов и указывающей на расширение (спрединг) океанского дна. Верхняя часть офиолитов прекрасно обнажена в каньоне

Шуылдак. Эти образования представлены классическими образованиями: подушечные лавы – пачки ровных «макарон» в поперечном разрезе овальной «подушечной» формы; сеть изрезанных даек – гьяров; окаменевшие лавовые озера и другие специфичные структуры глубоководной зоны спрединга.

Дальнейшая история Уральского моря в ордовике-среднем карбоне заключалась в возникновении вулканических островных дуг, как на океанической, так и на континентальной коре; поглощении океанической коры в зоне субдукции и столкновении островных дуг и островов между собой и с материком с образованием сложной покровно-складчатой системы. Расширение Уральского моря продолжалось в течение позднего ордовика и силура. Около 400 млн. лет назад в раннем девоне расширение моря сменилось его сжатием. Края плит стали приближаться и наползать друг на друга. Вновь усилилась вулканическая деятельность. Около 300 млн. лет назад на рубеже карбона и перми произошло столкновение Казахстана с Восточной Европой, закрытие Уральского моря и деформация коры в месте коллизии, в результате чего явилось рождение южной части Палеоуральского хребта. Мугоджары являются остатками южной части некогда могучих ПалеоУральских гор.

Шуылдак. Подушечные лавы. Журнал «Вокруг Света»

История жизни

Вся история жизни на Земле шла по пути генной модификации – последовательного усложнения организмов и увеличения их разнообразия. Изменения окружающей среды часто влекли за собой смену видового состава живого мира – вымирали виды прошлых эпох и возникали новые виды. Неоднократно происходили вымирания живых сообществ (биоты), носившие катастрофический характер. Однако некоторые группы организмов переживали все перемены на нашей планете на протяжении сотен миллионов лет, как например губки, появившиеся как минимум 800млн лет назад или кольчатые черви, живущие в морских водах с венда (600млн лет). При этом всегда действовал и действует закон необратимости – раз, возникший, и вымерший вид организма никогда больше не появляется на Земле. Таким образом, нахождение в слоях горных пород окаменелостей (фоссилий), позволяет определить возраст образования этих слоев путем сопоставления с аналогичными фоссилиями в других районах.

Фоссилии – сохранившееся остатки умерших организмов (скелеты, стволы деревьев и прочее), а также их отпечатки и следы жизнедеятельности при благоприятных условиях сохраняются в окаменевшем виде сотни миллионов лет. При фоссилизации пустоты в останках организмов заполняются горными породами и минералами, сами останки претерпевают перекристаллизацию и минерализацию, то есть их химический и минералогический состав меняется. Например, раковины, состоящие из арагонита, переходят в кальцитовую модификацию, древесные стволы подвергаются углефикации или окремнению. Благодаря процессу фоссилизации, мы можем узнать, каким был мир живого в далеком прошлом. Кроме того, организмы сами образуют горные породы путем массового скопления растений (уголь) или раковин моллюсков (ракушечники).

Наиболее древними достоверными окаменелостями организмов являются цианобактерии возрастом около 3 млрд. 400 млн. лет, обнаруженные в Западной Австралии. Цианобактерии получали энергию за счет расщепления молекулы воды с образованием свободного кислорода посредством фотосинтеза.

Примерно 2,35 млрд лет назад насыщение земной атмосферы и гидросферы свободным кислородом резко возросло. Это произошло по окончании глобального **Гуронского** ледникового периода на палеоконтиненте Моногея, 2,45-2,35 млрд лет назад и покрывшего значительную часть планеты льдом. Средний уровень стояния суперконтинента, расположенного на средних широтах над мелководным океаном, возможно, был около 3 км и резкоконтинентальный климат Моногеи способствовал разрастанию оледенения.

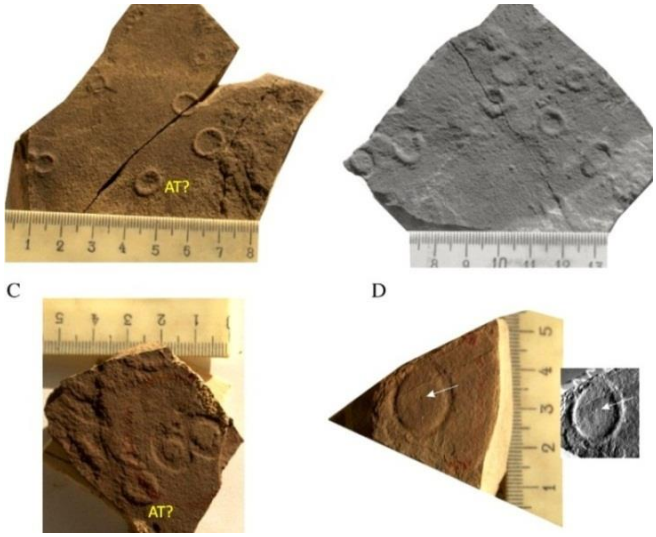
Лед, покрывший океан, приостановил вертикальную морскую циркуляцию, благодаря которой метан, углекислый газ и свободное железо поступало со дна океана из вулканов путем перемешивания холодных и

теплых слоев воды. При этом железо ранее окислялось с образованием гематита и других окислов железа, оседавших на дно океана, связывая кислород, но после нарушения циркуляции вод процесс окисления нарушился.

Цианобактерии, выживая в теплых гидротермальных оазисах, продолжали выделять кислород, который уже не образовывал соединения с железом и обогащал поверхностный слой воды и атмосферу. В реакции кислорода с метаном – главным парниковым газом, образовывалась вода и окись углерода. Углекислый газ, в свою очередь, потреблялся теми же цианобактериями, которые связывали CO2 с катионами кальция в воде, с образованием карбонатов, осаждавшихся на дно в виде известняков. Падение температуры усиливалось, и в какой-то промежуток времени Земля почти полностью замерзла.

Окончание ледникового периода вызванного, вероятно, активизацией вулканизма, сопровождалось таянием ледников и поступлением в океан огромного количества песка и глины ледникового и постледникового происхождения. Водные потоки обогащали оттаявший океан элементами необходимыми для жизнедеятельности цианобактерий, которые вновь широко распространились по всему теплому верхнему слою океана, продуцируя свободный кислород.

Видимо, благодаря увеличению процентного содержания кислорода, около 2,2млрд лет назад возникли первые **эукариотические** организмы, состоящие из ядерных клеток в отличие от безъядерных одноклеточных **прокариотов** – бактерий.



Отпечатки рифейской фауны возрастом около 770 млн. лет. Восточный Каратау

Следующая серия оледенений, покрывших всю планету льдом, происходила в период между 720 и 635 млн лет назад. Первопричиной этих оледенений, которые объединены названием **Сноубол**, в этот раз

являлось мощное выветривание горных пород на континентах в условиях жаркого климата экватора и тропиков с поступлением глинистого материала в океан. Химическое выветривание кремниевых и других пород привело к связыванию метана и других углеводородов, и углекислого газа из атмосферы, как и в случае с Гуронским оледенением. Освобождённые катионы кальция реагировали с растворённой двуокисью углерода (CO_2) в океане, образуя хемогенные известняки, а углеводороды окислялись кислородом, растворенным в воде с образованием молекул воды. Этот процесс в геологических масштабах времени компенсировал выделение углекислого газа вулканами.

Низкая температура поддерживалась льдом, высокое альбедо которого приводило к тому, что большая часть солнечного излучения отражалась обратно в космос. С уменьшением количества CO_2 и метана снижалась и температура. Земля полностью покрылась льдами, а углекислый газ перестал удаляться из атмосферы, потому что выветривание из-за оледенения почти прекратилось. Углекислый газ и метан, извергнутые вулканами, вновь стали накапливаться и создавать парниковый эффект. Освобождаясь от льда, океан и суша темнели и поэтому поглощали больше солнечной энергии, запуская положительную обратную связь. Водные потоки таявших ледников смывали новые массы глинистого материала, который вновь связывал углекислый газ, вызывая следующий ледниковый период.

Этот цикл оледенений повторялся до тех пор, пока континенты не переместились в полярные широты. 635 миллионов лет назад ледниковые периоды Сноубол закончились с последующим расцветом цианобактерий, быстро насытившие океан и атмосферу кислородом.

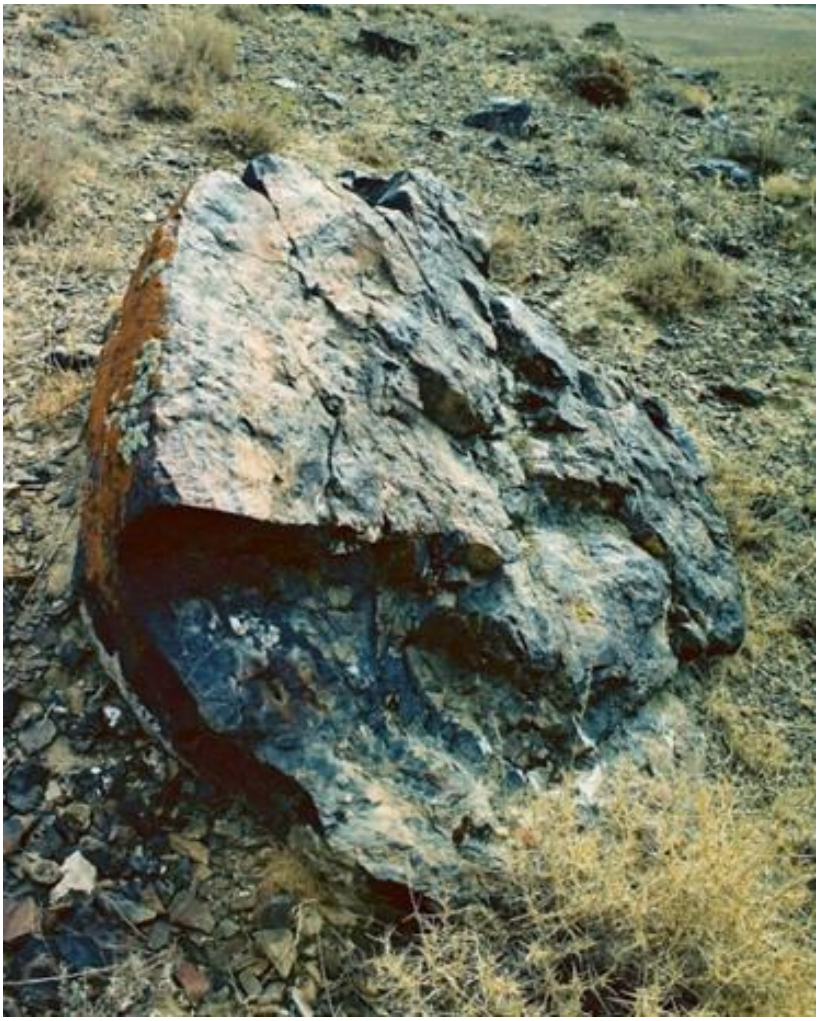
Древнейшие многоклеточные окаменелости известны из раннепротерозойских отложений чёрных сланцев Франсвиль в Габоне – это микроскопические нити возрастом 2,1 млрд лет.

Древнейшие на планете окаменелости многоклеточных животных возрастом около 1 млрд обнаружены в России на Тиманском кряже (Архангельская область), а также на острове Хайнань в Китае, где возраст окаменелостей составляет около 800 млн лет – это червеобразные животные, достигавшие размеров нескольких см.

В Киргизском хребте Северного Тянь-Шаня в нижнепротерозойских породах возрастом около 1700 млн. лет найдены древнейшие организмы Казахстана – одноклеточные планктонные низшие водоросли.

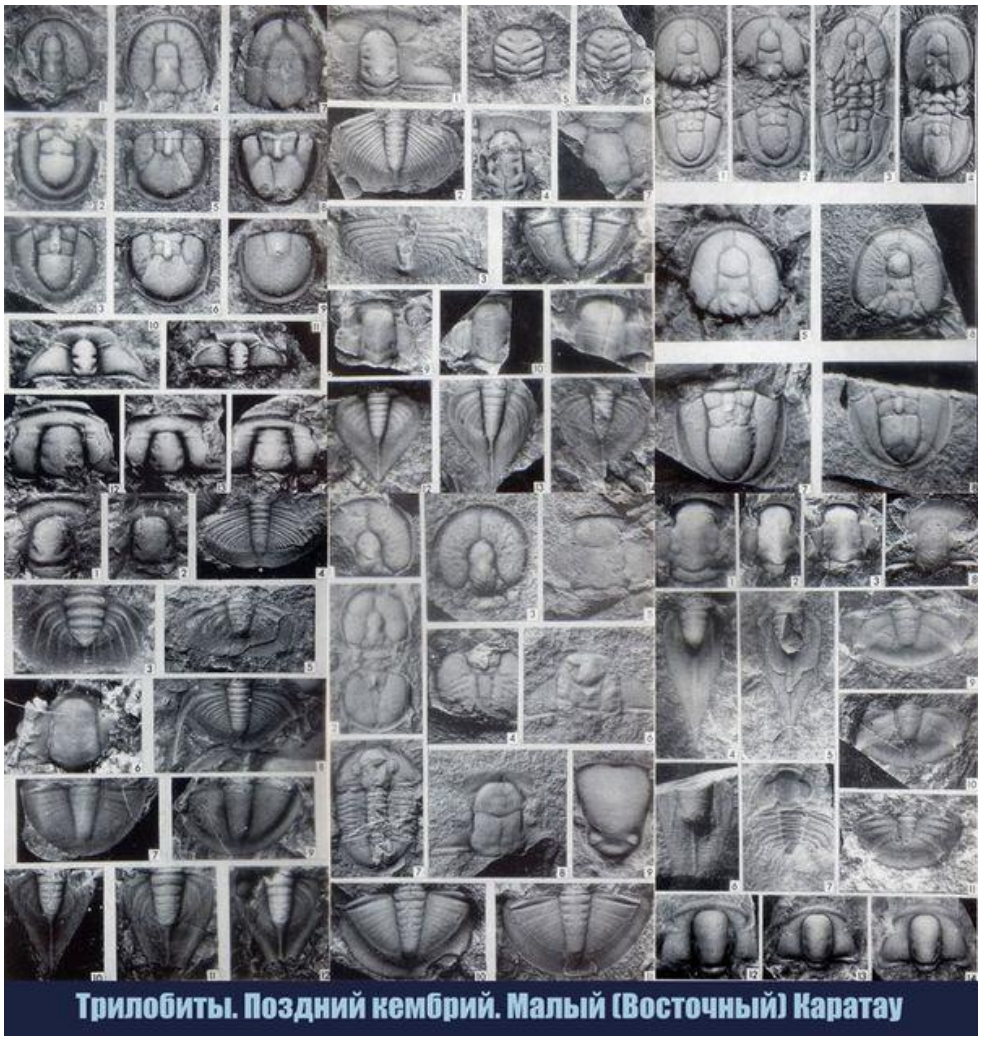
В венде 600-550 млн лет назад, возросшее количество кислорода привело к бурному расцвету эдиакарской фауны с размером особей до одного метра.

К началу палеозоя генетические изменения организмов за прошедшие миллиарды лет были готовы к бурной эволюции. К началу кембрия на планете установился теплый климат с небольшой разницей температуры на полюсах и экваторе. Кембрийская атмосфера имела кислородно-азотный характер. В это время на материках стали господствовать влажные жаркие условия – в частности, экваториальный влажный климат существовал в Центральном Казахстане. Температура воды в океане была не ниже 20°С.



Вендский строматолит. Каратау

В кембрийском периоде (539млн – 485млнлет назад) появляются многие распространенные типы, обитающие в последующей истории. Эта фауна пока только морская, так как кислорода в атмосфере в то время было значительно меньше, чем в современное время. Стали массовыми формы животных, имеющие внешний минеральный скелет – раковины, панцири и внутренний – хорду, конечности для передвижения и глаза. Появились хищники, активно перемещавшиеся в водной среде.



В Казахстане наиболее богаты местонахождения кембрийской фауны в северных предгорьях хребта Каратау в Южном Казахстане. Кембрийские отложения Каратау соответствуют прибрежным теплым водам, омывающим узкую полосу вытянутых островов. Здесь широко развиты слои от верхнего рифея до среднего ордовика включительно. С самого нижнего слоя кембрия обнаруживаются многочисленные находки панцирей и отпечатков трилобитов (вымерший в перми класс типа членистоногих), хиолитов (вымерший в перми тип), брахиопод (тип одиночных животных, существуют до современного времени). **Каратауская кембрийская фауна была характерна для всех мелководных частей океана, занимавшего в то время территорию Казахстанской плиты за исключением Западного Казахстана, который представлял собой гористый безжизненный остров.** Кроме того, в кембрийском океане Казахстана обитали **брюхоногие и двустворчатые моллюски** (до современности), иглокожие (до современности), **граптолиты** (класс полухордовых колониальных животных прикрепленного или свободноплавающего образа жизни; вымерли в карбоне), **щетинко-челюстные черви** (тип существующий до современности), **фораминиферы** (одноклеточные широко и обильно распространены до нашего времени), губки (тип животных-рифостроителей

ведущие прикрепленный образ жизни до нашего времени), а также водоросли. Однако, по-видимому, оставались необитаемыми глубоководные области, куда не проникал свет или всегда царили густые сумерки.

Самыми обычными животными кембрия были **трилобиты**, размеры которых колебались от нескольких миллиметров до 80см. Трилобита покрывал со спины хитиновый панцирь гладкий или покрытый различными неровностями; имелось множество пар конечностей; хвосты имели одно- или многочленистое строение. Для трилобита характерно разделение тела на три части – осевую и две боковые, или на головную, туловищную и хвостовую. У трилобита имелись глаза и осязательные антеннулы. В целом трилобиты напоминали своих современных родственников – мокриц и мечехвостов. Эти животные вели различный образ жизни – донный (крупные виды), плавающий в толще воды (мелкие виды), и придонно-плавающий (средние виды). В течение жизни они неоднократно линяли. Однако самыми распространенными обитателями кембрийских морей оставались различные медузоподобные животные, которые в ископаемом виде сохраняются очень редко. В целом фауна кембрия оставалась бедной по сравнению с последующими периодами.

Конодонты – фрагменты щетинко-челюстных червей. Ордовик. Казахстан

В **ордовикском периоде** (485млн – 444млн лет) Казахстан покрывал океан и только в центре существовал крупный вытянутый в меридиональном направлении остров Улытау-Западная Бетпакдала (остров пересекал 20 градус южной широты).

В раннем ордовике произошел сильнейший всплеск разнообразия и численности животных. Появились рифостроящие формы жизни – губки-строматопораты (существовали до палеогена включительно), табуляты (класс вымерших в перми коралловых полипов), четырехлучевые коралловые полипы (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 – морские пузыри, морские лилии, морские ежи, морские звезды, офиуры. Значительно увеличилось разнообразие хищников. Трилобиты достигли своих наибольших размеров. Увеличились в размерах брюхоногие и двустворчатые моллюски (до 20см в поперечнике).

Помимо трилобитов были распространены **брахиоподы** имеющие двустворчатую раковину, чья плоскость симметрии проходит не между створками как у моллюсков, а через створки. Размеры раковин этих животных от 0,1 до 40см. Они подразделяются на два класса – замковые и беззамковые (по способу крепления створок). Число вымерших видов брахиопод превышает 30 000. В современных водоемах обитает около 300 видов. Обильны были также колонии граптолитов имевшие разнообразные формы – древовидные, прямые, изогнутые и спиральнозавитые. Эти животные вели донный прикрепленный образ жизни или пассивно плавающий на поверхности воды.

К середине ордовика разнообразие животных утроилось по сравнению с кембрием. В конце периода появились первые растения суши – риниофиты и мхи, а также грибы.

В последние 5 млн лет периода на планете развилось оледенение. Одновременно на Земле происходили крупные массированные вулканические извержения – тогда исчезла почти половина ордовикских родов и семейств.

В **силурийский период** (444 – 419 млн. лет) Северный, Центральный и Южный Казахстан – равнинная суша; Северо-Восточный и Юго-Восточный Казахстан – горы.

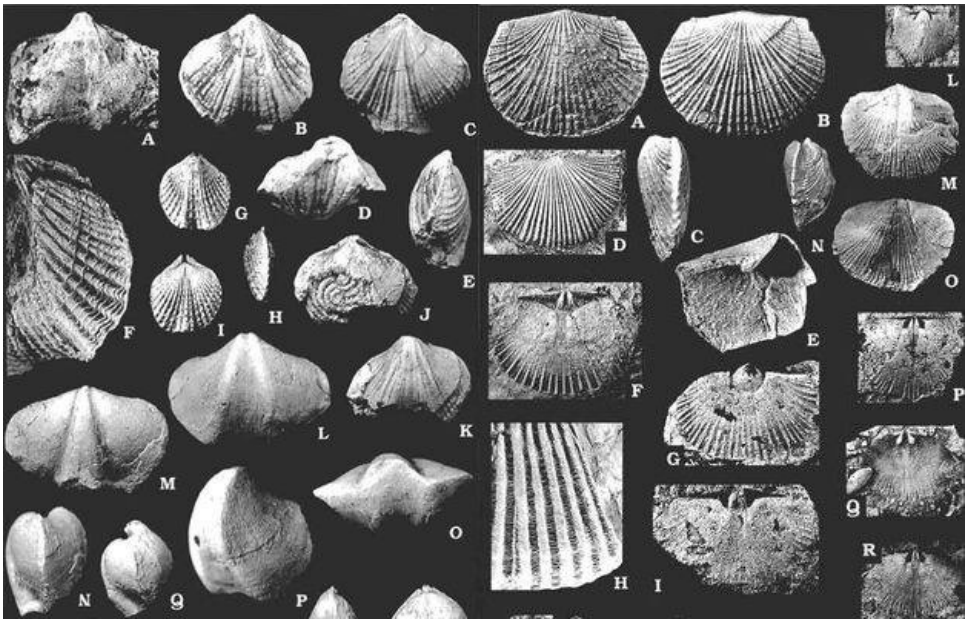
В начале периода произошла крупная экологическая катастрофа, повлекшая значительное вымирание животных. Затем разнообразие живого мира вновь возросло.

Восточный и Западный Казахстан покрывали моря, в которых появились новые фораминиферы, двустворчатые моллюски, губки, граптолиты. Впервые **появились настоящие рыбы** – акантоды и пластинокожие (перворыбы появились в ордовике). В морях переживали расцвет граптолиты, строматопораты (отряд примитивных губок; существовали до палеогена), табуляты (подкласс вымерших в перми коралловых полипов), четырехлучевые кораллы, мшанки, брахиоподы, морские лилии, ракушковые ракообразные (до современности), головоногие моллюски отрядов ортоцератоидеи (ордовик – триас) и актиноцератоидеи (ордовик – карбон).

В силуре появились последние виды четырехлучевых коралловых полипов (тетракораллы), после чего шло последовательное их вымирание и в перми они полностью вымерли (по линиям роста одиночных тетракораллов можно подсчитать число дней в году в прошлые периоды).

На сушу вышли первые животные – черви, скорпионы и многоножки.

Появление в силуре высшей (сосудистой) растительности принесло значительные измения наземных ландшафтов. Высшие растения закрепляли сушу, препятствуя ее размыву и тем самым создавая берега с более четкой границей, тогда как ранее приливно-отливные зоны, прибрежные болота, а также обрывистые плато, овраги и каньоны были основными разновидностями ландшафтов. В будущем стали распространенными холмистые ландшафты, закрепленные травами, кустарниками и лесами.



Брахиоподы силура. Казахстан

В **девонском периоде** (419 – 359 млн. лет) 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 – со спирально свернутой раковиной (наутилоидеи (до современности) и аммоноидеи (до мела) и с внутренней раковиной (колеоидеи (до современности). Среди позвоночных появились **первые земноводные – стегоцефалы**, обитавшие в тёмных сырых лесах и болотах и первые акулы. 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. Один такой риф девонского возраста протягивается от Северного Урала до Мугоджар на 1500км.

Девонский лес у Джунгаро-Балхашского моря

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

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

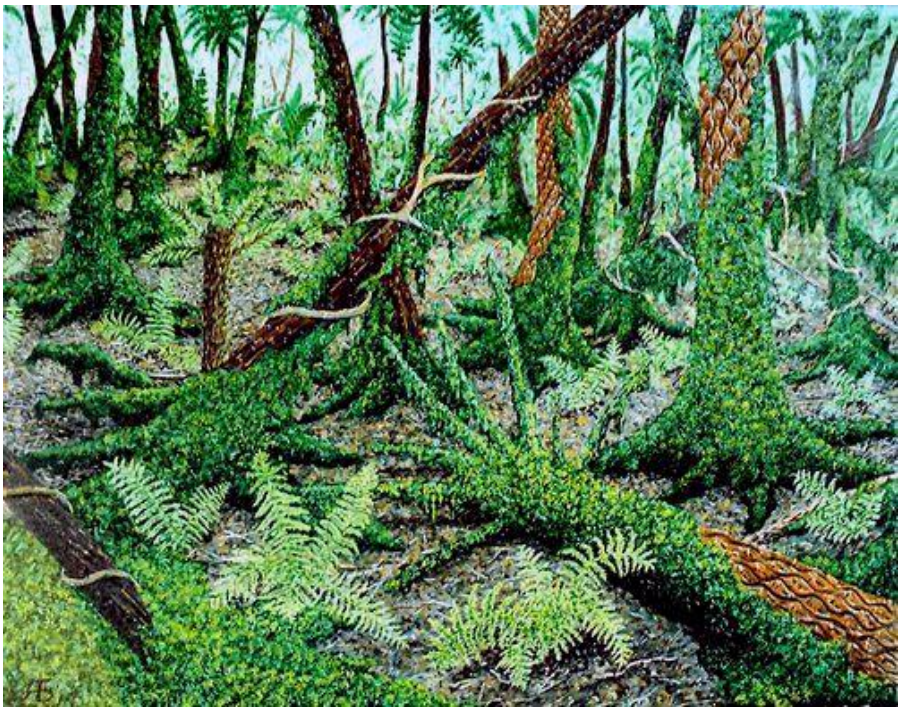
В **каменноугольном периоде** (359 – 299 млн. лет) Казахстан покрывали воды неглубокого океана, но на территории современных Западно-Казахстанской и Кзыл-Ординской областей существовали

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 животных и растений.

В каменноугольном периоде в стране распространились густые леса произраставшие, главным образом, на приморских болотах, где доминировали лепидодендроны (плауновидные) вымершие в перми. Высота этих деревьев достигала 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) (до перми) и астерокаламиты (поздний девон - ранний карбон) высотой до 20м. Произрастали и новые группы голосеменных растений – кордаитовые, глоссоптеривые, цикадовые. Реже встречались первые хвойные – лебачия (до перми) и волтзия (до триаса) и гинкговые (до современности). Деревья обвивали лианы различных видов. Лес 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 неокисленного органического углерода и углеобразование. Так образовались Карагандинский и Экибастузский угольные бассейны.

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



Каменноугольный лес в Центральном Казахстане

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.

Континентальные осадки, образованные до девонского периода, почти не сохранились в настоящее время в связи с их постоянным вторичным размывом нерегулируемыми стоками. Русла рек были тогда менее стабильны, так как слабо закреплялись растительностью. С карбона же известны все типы осадков, отлагающиеся на континентах, что явилось результатом широкого распространения растительности, укреплявшей грунт.

Выходы каменноугольных морских и континентальных отложений в Казахстане палеонтологически богато охарактеризованы. В районе города Саяк находится богатое местонахождение флоры карбона. В Южно-Казахстанской области интересны обнажения карбона по рекам Байсай, Жертажай, Уя и в горах Каржантау. Местонахождения каменноугольной флоры известны в Карагандинском бассейне.

К концу карбона в мире возникло четыре фитогеографические области: Ангарская, Еврамерийская, Гондванская и Катазиатская. Западный Казахстан входил в Еврамерийскую субтропическую область; Восточный и

Центральный Казахстан в умеренную Ангарскую область; Южный Казахстан в субтропическую Катазиатскую. Состав атмосферы с этого времени соответствовал современному.

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.
Стал более разнообразным видовой состав рептилий, а также растений – хвощевых, кордаитовых (до раннего триаса), беннеттитовых (до мела) 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. Сходящиеся в единый континент материки закрывали моря, и огромные пространства суши Пангеи перестали испытывать смягчающее морское увлажнение. Не все морские биоты имели возможность мигрировать из мелеющих морей, также как не всем биотам суши удавалось покидать засушливые пространства. Сокращались площади шельфов – наиболее благоприятные для жизни области.

Однако 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 то время в Сибири произошло одиннадцать серий извержений – жерла извергли свыше 5 млн км³ пепла и лавы. Этого было достаточно, чтобы покрыть всю поверхность планеты слоем толщиной 20 метров. Активность сибирских вулканов резко изменила климат и химический состав воды и атмосферы. В атмосфере планеты во время извержений стояла мглистая дымка вулканических газов и пыли, отражающая солнечный свет и вызывая охлаждение планеты. Начали выпадать кислотные дожди, отравляя почву и воду. Кислотные дожди и холодная облачность могли продержаться несколько лет. Но и позже, когда тучи рассеялись, разрушительное действие вулканов не прекратилось – на втором этапе мощной магматической

деятельности в атмосферу выделялся сернистый газ, из-за чего на планете продолжали выпадать кислотные дожди.

Из-за похолодания в полярных областях начали накапливаться льды, что вызвало опустынивание почти по всей планете. Эта биологическая катастрофа растянулась на 80 000 лет.

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.

Пермская амфибия. Пермский край. Палеонтологический музей. Москва

Раковины наутилусов. Ранняя пермь. Актюбинская область

В Казахстане богаты местонахождения раннепермской жизни в Актюбинской области на реке Актасты (рифовые водорослевые известняки) и Айдар Алаш (флора суши). Фитогеографические области карбона какое-то время сохранялись.

В **триасовом периоде** (252 – 201 млн. лет) Казахстан – суша с низкогорными системами – Алтай, ПалеоТарбагатай, Чу-Или, Улытау, Кокшетау, и южная оконечность Уральского хребта, значительно разрушенного со времен пермского периода. На западе образовалось внутриконтинентальное Палеокаспийское море. Равнины представляли собой жаркие саванны и пустыни. Во впадинах – заболоченные леса. Горы были почти безжизненны.

В море получили большое распространение и разнообразие головоногие (в основном аммоноидеи), брюхоногие и двустворчатые моллюски. Число брахиопод сократилось, но они сохраняли ведущую роль. На смену четырехлучевым кораллам, не пережившим великое пермское вымирание, пришли шестилучевые. Рифообразующими организмами кроме кораллов являлись губки и зеленые водоросли.

Значительные изменения коснулись позвоночных. Впервые появились группы рептилий, переживших расцвет в мезозое и вымерших в меловом периоде – ихтиозавры, плезиозавры, плиозавры, клювоголовые динозавры и птерозавры, а также рептилии, дожившие до наших дней – ящерицы, крокодилы, черепахи. Со среднего триаса получают широкое распространение костистые рыбы, достигшие в современное время необычайного разнообразия**. С позднего триаса известны первые млекопитающие.**

В растительном царстве ведущая роль начинает переходить к голосеменным – это гинкговые (до современности), цикадовые (до современности), беннеттитовые (существовавшие до мела), чекановскиевые (до мела). Изменились хвойные. Вместо древних представителей появились – сосновые, араукариевые и кипарисовые.

Вымерли: большинство групп земноводных и звероподобных рептилий, головоногие с прямыми раковинами, в отложениях больше не встречаются конодонты – костные фрагменты щетинко-челюстных червей. Из растений вымерли некоторые плауновидные, многие членистостебельные и ряд папоротниковидных.

На планете возникли новые фитогеографические области: Австралийская, Евро-Синийская и Сибирско-Канадская. Западный Казахстан относился к Евро-Синийской области, остальной Казахстан входил в Сибирско-Канадскую область. Климат на Земле по-прежнему оставался теплый – от тропического до умеренного.

Отпечаток древовидного хвоща. Триас. Юго-восточный Казахстан

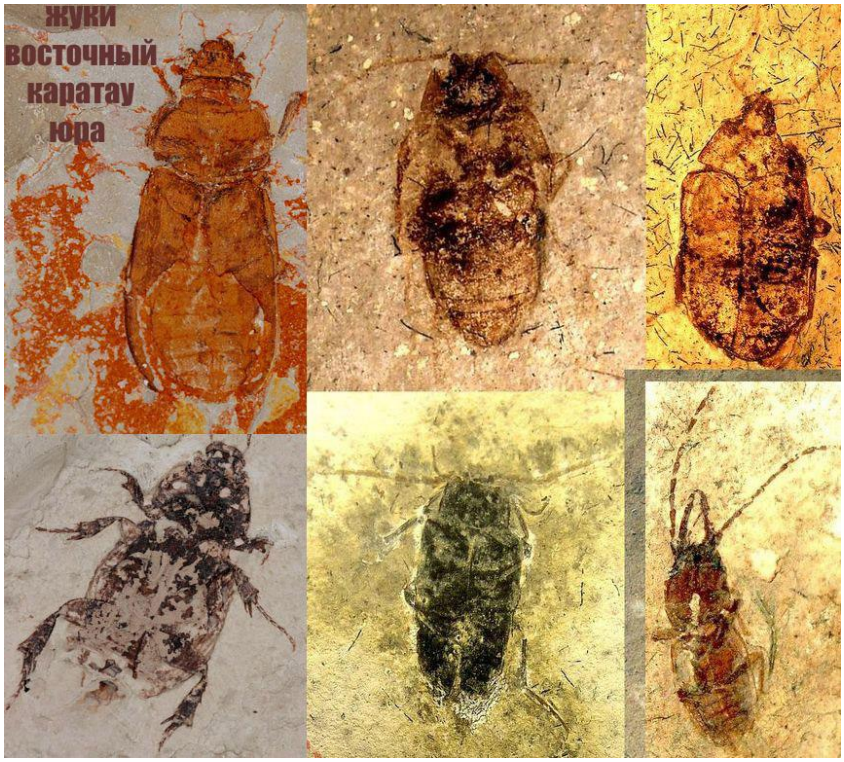
В **юрском периоде** (201 – 145 млн. лет) география Казахстана становится похожей на современную. На западе Палеокаспийское море занимало примерно ту же территорию современного Каспия. Расположение гор и равнин отвечало в целом современному их положению. Наконец и сам юрский Казахстан располагался почти в тех же широтах, что и сегодня. В условиях влажного и теплого климата страну покрывали пышные леса. На возвышенностях росли хвойные и гинкговые; в низинах произрастали смешанные леса с участием саговниковых, цикадовых и беннеттитовых; в подлесках процветали папоротники. Леса являлись углеобразователями. Шубаркольское каменноугольное, Шоптыкольское буроугольное и частично Карагандинские угольные месторождения имеют юрский возраст.

В юрском периоде большинство палеозойских форм жизни вымерло, и живой мир принял типично мезозойский вид. В ПалеоКаспийском море господствовали головоногие моллюски – аммониты, белемниты, двустворчатые и брюхоногие моллюски. Также были многочисленны некоторые мшанки и брахиоподы, диатомовые и динофитовые водоросли. Рифообразующими являлись – губки, зеленые и красные водоросли. На суше процветали разнообразные виды динозавров, хищных и травоядных, достигавших размеров более 10 метров и весящих до нескольких тонн, как например хищный тарбозавр и травоядный стегозавр. В небе охотились крылатые ящеры и первые птицы на Земле – ящерохвостые. Процветали ракообразные и насекомые. **В юрском периоде появились первые цветковые.**

В Каратау расположено крупнейшее местонахождение юрской фауны и флоры юрского озера Аулие. Здешние листовые сланцы озерных отложений богаты отпечатками рыб, насекомых, птерозавров и растений.

Лист. Аулие. Палеонтологический музей. Москва

Рыба. Аулие



Жуки. Восточный Каратау. Аулие. Поздняя юра

Меловой период (145 – 66 млн. лет). Меловые отложения в Казахстане широко распространены в западной части страны – это морские осадки ПалеоКаспийского моря, занимавшего площадь всего Западного Казахстана и имевшего связь через проливы с океаном Тетис на юге и с Западно-Сибирским морем на северо-востоке. В водах Палеокаспия были обильны фораминиферы и планктонные золотистые микроводоросли – кокколитофориды, чьи скелеты, в огромных количествах осаждаясь на дно, формируя меловые отложения. В Палеокаспии, как и в предыдущих периодах мезозоя, доминировали аммониты, белемниты, двустворчатые и брюхоногие моллюски, а также испытавшие бурный расцвет морские ежи. Оставались широко распространенными брахиоподы, губки, мшанки. Шестилучевые кораллы стали рифообразующими. Среди морских позвоночных обитали многочисленные акулы, плезиозавры и мозазавры.

Отложения мела. Мангышлак

Двустворчатые моллюски мелового периода. ПалеоКаспий

На суше переживали расцвет динозавры. Были многочисленны птеродактили. Появились змеи и **новые (настоящие) птицы**. Млекопитающие продолжали оставаться немногочисленными и небольших размеров. Особенно много было насекомых, которые сильно изменились в связи с переменами в царстве растений.

Прохениозавр. Южный Казахстан. Палеонтологический музей. Москва

Из голосеменных растений сначала преобладали беннеттитовые, цикадовые, гингковые и папоротниковые. **В барремский век (ранний мел) получили массовое распространение покрытосеменные (цветковые) растения и в сеноманском веке (поздний мел), они оттесняют голосеменные.** Состав первых лесов покрытосеменных был разнообразен – дуб, бук, ива, платан, магнолия, фикус и другие деревья. Повысилось разнообразие трав, впоследствии покрывшие почти всю территорию страны.

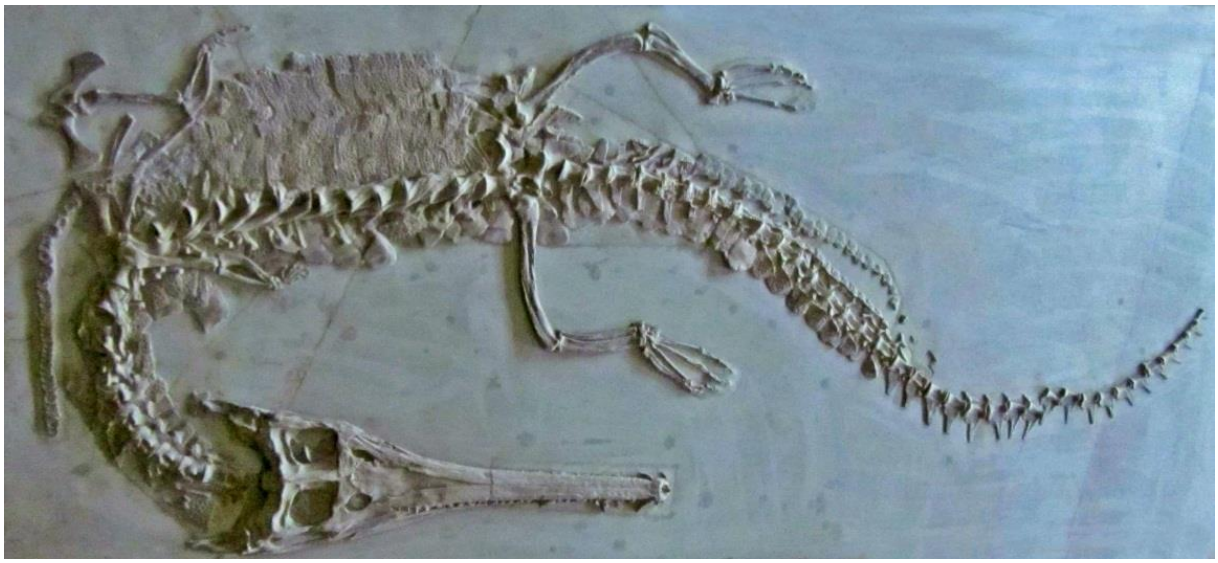
В мире увеличилось разнообразие биогеографических провинций. Климат Казахстана в этот период – субтропический, в конце периода – периодически засушливый.

Резкое и крупное вымирание животных и растений произошло на рубеже мелового и палеогенового периодов. Исчезли аммониты, белемниты, динозавры и многие другие. Кроме того, вымерло большинство кокколитофорид и планктонных фораминифер, половина семейств радиолярий (класс простейших типа саркодовых), три четверти семейств брахиопод, около половины семейств лишились двустворчатые и брюхоногие моллюски, морские ежи и морские лилии. На Земле вымерло более 100 семейств морских беспозвоночных и примерно столько же семейств наземных животных и растений. Большинство палеонтологов считают причиной вымирания изменение климата и усиленный вулканизм.

Однако вымирание животных и растений было не столь резким как обычно представляется. Например, динозавры вымирали весь поздний мел

большей частью из-за хищных млекопитающих, поедавших их яйца. Исчезновение видов не компенсировалось появлением новых видов. Накануне палеогена осталось около десятка видов динозавров, которые к тому времени вымирали скорее из-за похолодания и осушения морских шельфов, что привело к установлению резко-континентального климата с резкими перепадами температуры. Удар астероида, которому приписывается основная вина за гибель флоры и фауны, был лишь финальным эпизодом глобального изменения в мире животных и растений. Об ограниченности роли астероидной катастрофы в глобальном изменении земного климата свидетельствует, в частности, отсутствие повышенной приуроченности останков динозавров к иридиевому слою, образованному при ударе астероида и разграничивающему мел и палеоген.

Местонахождения Талдысай (Западная Бетпакдала) и Шах-Шах (Кзыл-Ординская область) богаты позднемеловой палеофлорой. На местонахождении Шах-Шах, кроме того, встречаются самые богатые в Казахстане находки костей динозавров.



Меловой мозазавр. Палеонтологический музей. Москва

Климат в палеоценовую и эоценовую эпохи **палеогенового периода** (66-23 млн лет) принципиально не отличался от климата мезозоя – в Южном Казахстане тропический климат, на остальной территории – субтропический.

Зубы акул. Эоцен. Западный Казахстан

В палеоцене (66-56 млн. лет назад) ландшафты страны были представлены равнинами и холмистыми возвышенностями. Самые высокие горы были в Центральном Тянь-Шане – до 2км над уровнем моря. Восточная часть Казахстана – суша, но территорию Семиречья почти полностью покрывало соленое озеро; озеро Зайсан занимало в три раза большую площадь. В эоцене (56-34 млн. лет) Каспий соединился через Тургайскую ложбину с Западно-Сибирским морем, покрывая весь Западный Казахстан и Южный Казахстан до западных отрогов Тянь-Шаня. В Каспийском море продолжали доминировать новые виды двустворчатых и брюхоногих моллюсков, фораминифер, радиолярий, кокколитофорид, одноклеточных и многоклеточных водорослей; были обычны акулы (палеогипотодус, отодус, стриатоламия и другие).

На суше произошли более существенные изменения. Рептилии, господствовавшие в мезозое, уступили место млекопитающим. В казахстанских саваннах, которые являлись самым распространенным ландшафтом палеогена в стране, были многочисленны грызуны, копытные, хоботные, хищные звери, носороги (характерным представителем являлся гигантский безрогий носорог – индрикотерий). Продолжали процветать

крокодилы, черепахи, ящерицы и змеи. В олигоцене широко распространились обезьяны, которые появились в конце эоцена.

В начале олигоцена на Земле произошло резкое похолодание, вызванное отделением Австралии от Антарктиды. Образовавшееся после этого Циркумполярное течение изолировало полярный континент от теплых течений, что повлекло за собой оледенение Антарктиды. Вода жидкой фазы накапливалась в виде льда в Антарктиде, что привело к необычайно снижению уровня мирового океана. Многие организмы, не сумев приспособиться к новым условиям, вымерли. По своему характеру эти изменения вполне сравнимы с изменениями в живом мире при переходе от мезозоя к кайнозою.

В эоцене на значительной части Западного и Восточного Казахстана господствовали смешанные вечнозеленые субтропические леса – разнообразные миртовые, лавровые, протейные, хвойные (секвойя, араукария), платан, палибиния, андромеда, сабал (веерная пальма), эхитониум, мирика и многие другие виды. С начала олигоцена место субтропической флоры стали занимать теплоумеренные хвойно-широколиственные листопадные леса, получившие название Тургайской флоры – буковые, ореховые, таксодиевые, дубы, каштаны, ольха, ива, секвойя, метасеквойя, ульма, эукоммия и многие другие. Разнообразие голосеменных растений сокращается.

Теплоумеренная флора раннего олигоцена. Киин Кериш. Зайсанская равнина

Безрогий носорог Индрикотерий. Олигоцен. Тургай. Музей природы. Алматы. Этот носорог обитал в редколесье и питался листьями и их молодыми побегами

Наиболее богатые местонахождения палеогеновой флоры и фауны Казахстана находятся в местностях Манырак, Киин-Кериш и Ашутас (фауна и флора) в Восточно-Казахстанской области; Романколь (флора палеоцена), Токбулак (флора эоцена), Караколь (флора эоцена), Кенкоус (флора олигоцена), Ержилан (флора олигоцена) в Актюбинской области; Минескесуйек (фауна и флора олигоцена) в Карагандинской области; Науша (флора олигоцена) в Кустанайской области; Кумбулак, Алтыншокы и Карашасор (флора олигоцена) в Кзыл-Ординской области; гора Аксыртау (морская фауна верхнего мела и палеоцена) в Мангистауской области.

В неогеновом периоде (23–2,58 млн. лет) Каспийское море неоднократно отступало и наступало, затапливая всю территорию Западного Казахстана. Западно-Сибирское море также неоднократно наступало, вторгаясь на территорию Северного Казахстана, и неоднократно уходило с Западно-Сибирской равнины. В миоцене сформировались ландшафты лесостепи, степи и пустыни. Лесная растительность отступила с равнин в горные районы. В Казахском мелкосопочнике в эту эпоху были широко распространены соленые озера.

Расширение в среднем миоцене проливов между Атлантикой и Арктическим океаном способствовало водообмену между полярными и

умеренными широтами, вследствие чего климат в Казахстане потеплел. Широтная зональность становится резко выраженной. На севере господствуют широколиственные леса. На юге распространились субтропические леса (магнолия, лавр и другие), саванны и лесостепь. Появились древнейшие представители хоботных – мастодонты. Исчезают гигантские носороги. Из Северной Америки в Казахстан мигрировали лошадиные, типичным представителем которых являлась трехпалая лошадь – гиппарион. По имени этой лошади названа современная ей фауна – гиппарионовая (носороги, мастодонты, жирафы, гиены, антилопы, саблезубая кошка махайродус, черепахи, страусы) обитавшая в безлесных районах Казахстана.

Кабан миоценовой эпохи неоэнтелодон. Алматинская область. Музей природы. Алматы

Гиппарион. Миоцен. Павлодарская область. Музей природы. Алматы.

Разные виды гиппарионов придерживались болотистых лугов или передвигались по твердой почве. Эти стадные животные, совершали сезонные перемещения по пастбищам с севера на юг и обратно.

Жирафы гиппарионового комплекса не были столь длинношеими и длинноногими, как современные. Безрогий крупный носорог хилотерий этого зоокомплекса с короткими ногами и бочкообразным телом напоминал современного бегемота. Хилотерий большую часть времени проводил в мелких водоемах с густыми зарослями.

В плиоценовую эпоху в Арктике образовались покровные морские льды – произошло похолодание и усиление засушливости. В умеренных широтах Евразии в позднем плиоцене отмечается появление таежно-лесных ландшафтов, а на юге, в пустынях Средней Азии и Южного Казахстана заметно увеличилась водность рек с образованием обширных пресных озер. Продолжались трансгрессии Каспия, воды которого охватывали всю Прикаспийскую низменность.

Гиппарионовая фауна сменилась Илийской. Появились животные, приспособленные к жизни в сухих степях и саваннах: слоны, быки, новые виды лошадиных, олени, газель (джейран), верблюды, гиены, зайцы, разнообразные грызуны, страусы (в Казахстане в эту эпоху обитали два вида страуса: крупный, больше современного и мелкий). Животные Илийской фауны обитали в резко различных условиях, согласно разнообразию ландшафтов плиоценового Казахстана. Флора становится близкой современной.

Богатейшие местонахождения неогеновой фауны и флоры в Казахстане: Гусиный Перелет (фауна плиоцена) в Павлодарской области на берегу Иртыша; холмы Есекарткан (миоценовая и плиоценовая фауна и флора) в Алматинской области; Кушук (флора и фауна миоцена) в Кустанайской области.

Четвертичный период (2,58 – 0 млн. лет). В плейстоцене оледенения и межледниковья часто чередовались. В начале периода Северный и Центральный Казахстан представляли собой степные и пустынно-степные ландшафты. Позже с севера распространились сосновые леса в результате небольшого похолодания и увеличения увлажнения. В среднем плейстоцене на равнинах Северного и Центрального Казахстана продолжали господствовать степные и пустынно-степные ландшафты, а в межледниковье – теплые степи. В ледниковые периоды темнохвойные леса проникали в районы Северного Казахстана, оттесняемые сибирскими ледниками. В пустынных районах Южного Казахстана сохранялся пустынный режим, установившийся еще в неогене.

К началу плейстоцена исчезли гиппарионы, мастодонты. На смену плиоценовым слонам пришли раннеплейстоценовые, достигавшие высоты и длины до 5м. Слоны населяли леса, питаясь ветками и листьями. Продолжали обитать страусы. Появились новые лошади, дикие ослы – куланы. В раннем плейстоцене Казахстан населяли два вида носорогов: эласмотерий сибирский (до 2м в холке) и носорог Мерка. Обитали также: верблюд гигантский, косуля, широколобый лось, марал (благородный олень), бизон, древний овцебык, архар, зоргелия (своеобразное парнокопытное), собачьи и другие.

В среднем плейстоцене Казахстан населял только один вид слонов – хазарский слон. Являясь обитателем открытых ландшафтов, он питался преимущественно травой и кустами. Кроме того, типичными обитателями Казахстана этого времени были: широкопалая лошадь, тарпан (прямой предок лошади домашней), верблюд, гигантский олень, обладавший рогами размахом до 3м, длиннорогий бизон с размахом рогов до 2м, сайга, тигролев массой до 350кг.

Гигантский олень. Павлодарский музей краеведения

В позднем плейстоцене – новое похолодание и распространение вечной мерзлоты. Степные ландшафты замещались лесостепью и лесами. Сосновые, лиственничные и березовые леса распространились в Казахстане с гор Южной Сибири и образовали сплошной лесной пояс между Алтаем и Южным Уралом. Эти плейстоценовые реликты частично сохранились в виде островных боров в Прииртышье, на Кокшетауской возвышенности, в Баянаульских и Каркаралинских горах, на севере Тургая.

Ко времени последнего оледенения (40-12 тысяч лет назад) сформировалась позднепалеолитическая фауна: мамонт (его бивни достигали длины 3м), шерстистый носорог, северный олень, косуля, лошадь, кабан, бизон, тур, як, сайгак, винторогая антилопа, волк, лиса, гиена, медведь. **Окончание ледникового периода 12000 лет назад с гибелью позднепалеолитической фауны ознаменовало окончание эпохи плейстоцена и начало эпохи голоцена.**

Нуклеус. Палеолит. Южный Казахстан

Судя по находкам орудий на древнейших стоянках Мангышлака и предгорий Каратау, первые люди (вероятно человек прямоходящий) пришли на территорию Казахстана более 800 000 лет назад. Можно предположить два основных маршрута, по которым расселялись в Казахстане люди – с юга на север, вдоль восточного побережья Каспия и вдоль западных отрогов Тянь-Шаня.

Древнейшие стоянки современного человека в Казахстане обнаружены в Казахском мелкосопочнике. Это стоянки – Батнак, Семизбугу и Сары Арка возрастом 20-25 000лет.

Заключение

В прошлом природа много раз создавала и уничтожала свои шедевры. Сколько исчезло великолепных ландшафтов за прошедшие миллиарды лет, конечно, нам не известно. Памятники природы, которые мы видим сегодня, также не вечны.

История планеты знает много эпох вымирания организмов. Такие вымирания имели продолжительный, постепенный характер, но на фоне геологической истории они выглядят как короткие события, за которыми каждый раз рождался еще более разнообразный и многочисленный мир

живого. Накануне появления человека живой мир достиг наивысшего расцвета в своем многообразии. Неживая природа также значительно усложнилась и стала более разнообразной со времен архейского эона. Но с возникновением человеческих цивилизаций, природа стала испытывать сильнейшее давление – множество видов животного и растительного мира вымирают с невиданной скоростью. Кроме того, человек изменяет геологические ландшафты, добывая минеральное сырье, строя города и различные коммуникации, химически и биологически загрязняет среду обитания. **Каждые 15 лет в мире вдвое увеличивается общее производство и число инженерных сооружений. Добыча минерального сырья в год превышает 100 млрд. т, в то время как вынос обломочного материала всеми реками мира и морская эрозионная деятельность составляют 17,4 млрд. т в год – искусственное изымание материала превосходит естественное в 6 раз. Перемещение горных пород при строительных работах в 30 раз больше, чем ежегодное перемещение осадков всеми текучими водами земной поверхности. Каждый год по вине человека в атмосферу поступает 200 млн. т оксида углерода, 50 млн. т углеводородов, 146 млн. т диоксида серы, 250 млн. т пыли, в водоемы сливается 32 млрд. м^3 неочищенных вод и 10 млн. т нефти. Ежегодно для земледелия становится непригодными 7 млн. га почвы**, тогда как для восстановления только лишь 1см слоя почвы требуется не менее 100 лет. Большие площади заняты искусственно созданными водохранилищами, которые нарушают естественный гидрологический режим рек и климат прилегающих территорий. **Каждый человек производит в год более 1т коммунальных отходов. На планете полным ходом идет не просто очередное вымирание животного и растительного мира – происходит великая экологическая катастрофа.**

Катастрофу можно остановить и даже частично повернуть вспять, если только человек воспользуется своим ценнейшим даром – разумом, во благо природы, а значит, и самого себя. Экологически чистые и экономически целесообразные технологии производства существуют. Не хватает воли для их повсеместного внедрения. Кроме того, **рост народонаселения в мире остается главным образом стихийным. Экологически обоснованная демографическая политика должна стать правилом для всех государств.**

Список использованной литературы

1. Абрамович И.И., Гельтман Л.С., Зелепугин В.Н. Основы геодинамического анализа. 1997
2. Алексеев А.С. Глобальные биотические кризисы и массовое вымирание в фанерозойской истории Земли. 1989
3. Андреева С.И., Андреев Н.И. Эволюционные преобразования двустворчатых моллюсков Аральского моря в условиях экологического кризиса. 2003
4. Ахметьев М.А. Сравнение раннеолигоценовой флоры Киин-Кериша с другими палеогеновыми флорами. 1991
5. Бабкин А.Г. Популярно о горообразовании. 2015
6. Бабкин А.Г. Складчато-интрузивный орогенез. 2017
7. Бабкин А.Г. Образование гранитов. 2019
8. Бабкин А.Г. Популярные очерки о геологии. 2016-2020
9. Бахтеев М.К. Палеозойские орогенные вулкано-плутонические пояса. 1987
10. Беспаев Х.А. и др. Геология и металлогения юго-западного Алтая. 1997
11. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. 2010
12. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. 2012
13. Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов. 2020
14. Еськов К.Ю. Удивительная палеонтология. 2006
15. Жандаев М.А. Геоморфология Заилийского Алатау и проблемы формирования речных долин. 1972
16. Журавлев А.Ю. До и после динозавров. 2006
17. Жилин С.Г. Методические проблемы палеофлористики. 1991
18. Зарецкая М.В. Влияние внутренней активности Земли на напряженно-деформированное состояние литосферных плит. 2010
19. Зубович А.В. и др. Внутриконтинентальное горообразование в Центральной Азии по данным спутниковой геодезии. Журнал «Геотектоника» 2007 № 1
20. Ивахненко М.Ф., Корабельников В.А. Живое прошлое Земли. 1987
21. Йодер Х. Образование базальтовой магмы. 1979
22. Квасов Д.Д. Резкие изменения климата в кайнозое и их влияние на развитие фаун. Труды Зоологического института, том 130. 1985
23. Клещев К.А., Шеин В.С. Плитотектоника и нефтегазоносность Прикаспийской впадины. 2004
24. Кожамкулова Б.С., Костенко Н.Н. Вымершие животные Казахстана (Палеогеография позднего кайнозоя). 1984
25. Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. 2011
26. Короновский Н.В., Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Историческая геология. 2008
27. Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Геология. 2008
28. Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. 1989
29. Михайлова Н.И. Развитие природы Восточного Казахстана в кайнозое. 2002
30. Никишин А.М., Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Схема глобальной эволюции Земли. 1992
31. Попов Ю. Каркаралы. 1981
32. Раюшкина Г.С. Развитие олигоценовых и миоценовых флор на территории Казахстана. 1988
33. Розен О.М., Фёдоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. 2001
34. Саплинова М. Омские астрономы изучили приаральский кратер. 2003

35. Свиточ А.А., Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Палеогеография. 2004
36. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. 2002
37. Сорохтин О.Г., Чилингар Дж.В., Сорохтин Н.О. Теория развития Земли: происхождение, эволюция и трагическое будущее. 2010
38. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. 1988
39. Трубицын В.П. Сейсмическая томография и дрейф континентов. Журнал «Физика Земли» 2008 № 11
40. Уорд П., Киршвинк Дж. Новая история жизни на Земле. 2016
41. Федонкин М.А. Две летописи жизни: опыт сопоставления (палеобиология и геномика о ранних этапах эволюции биосферы). 2006
42. Фишер Д. Рождение Земли. 1990
43. Флоренский П.В., Дабижа А.И. Метеоритный кратер Жаманшин. 1980
44. Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Тектоника дна Каспийского моря. 2004
45. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля. От ядра до ионосферы. 2007
46. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. 1995
47. Шуман В. Мир камня. Горные породы и минералы. 1986
48. Атлас Казахской ССР. Том 1. Природные условия и ресурсы. Москва 1982
49. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы. Ашхабад. Баку. Бишкек. Душанбе. Москва. Ташкент. Урумчи 2002
50. Большой Алтай. Под редакцией Щерба Г.И. 2000
51. Большой энциклопедический словарь. Москва 1998
52. Геологическая карта Казахской ССР. Главный редактор Чакабаев С.Е.
    a. Серия Южно-Казахстанская. Пояснительная записка. Мясников А.К. и др.
    b. Серия Центрально-Казахстанская. Пояснительная записка. Альперович Е.В. и др.
    c. Серия Тургайско-Мугоджарская. Пояснительная записка. Сегедин Р.А. и др. 1981
53. Геологическое строение Казахстана. Алматы 2000
54. Геология и металлогения Каратау. Тома 1, 2. Главный редактор Абдулин А.А. 1987
55. Геология Чу-Илийского региона. Главный редактор Абдулин А.А. 1980
56. Минералогическая энциклопедия. Ленинград 1985
57. Рельеф Казахстана. Тома 1, 2. Пояснительная записка к геоморфологической карте. Под редакцией Абдулина А.А., Волкова В.М., Щерба Г.Н. 1991
58. 40-е тектоническое совещание при ОНЗ РАН. Журнал «Геотектоника» 2007 № 4

А. Г. Бабкин 2011-2024