

Лекция № 4

МАГМАТИЗМ

ДИВЕРГЕНТНЫХ ГРАНИЦ
(расхождение)

ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

I. Магматизм дивергентных границ литосферных плит

A. Магматизм спрединговых центров

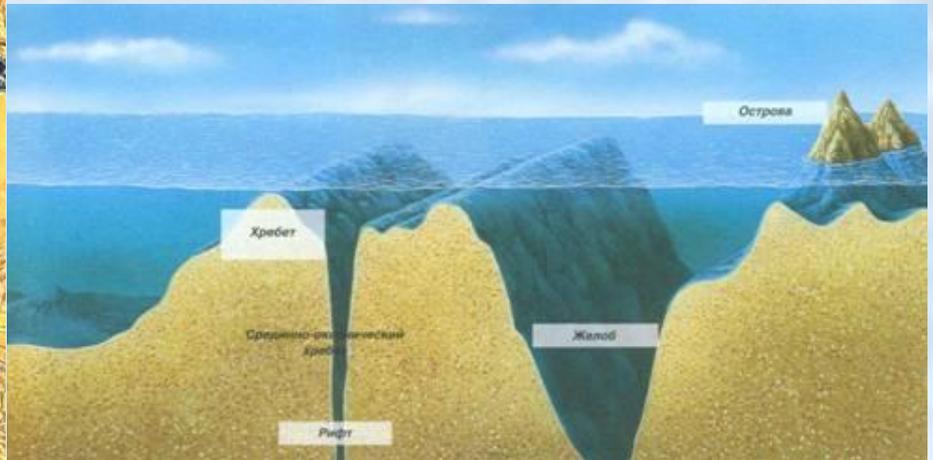
- A.1. Срединно-океанические хребты (СОХ)*
- A.2. Задуговые бассейны*

Б. Магматизм внутриконтинентальных рифтов



Срединно-Атлантический хребет –
самая длинная горная цепь на
Земле.

*Простирается от Исландии до
Фолклендов*



**Нужно
знать!**

К числу признаков, определяющих принадлежность тех или иных структур земной коры к рифтовым системам, относятся:

- линейно-вытянутое утонение земной коры и ее локальное аркообразное вздутие с последующими разрывами и сдвигами, формирующими системы горстов и грабенов
- наличие зоны разуплотнения верхней мантий со скоростями прохождения сейсмических волн 7,0 - 7,8 км/с
- резко повышенные тепловой поток и сейсмичность, высокая проницаемость для магм
- магматизм рифтовых систем континентов характеризуется преобладанием щелочных магматических серий

Кроме кайнозойских рифтов, установлены более древние рифтовые системы:

Лаврентийская рифтовая система начала формироваться в позднем протерозое **975 млн. лет** назад и закончила своё развитие в мезозое, около 110 млн. лет назад. Находится на **Северо-Американской платформе** на границе Канадского щита и Аппалачского складчатого пояса, захватывая своим влиянием обе эти структуры.

Осло-рифт (355-136 млн.лет) расположен в западной части Балтийского щита.

Рифтовая система юго-восточной части Восточно-Европейской платформы (380-160 млн. лет) представляет собой сквозную зону запад-северо-западного простирания, секущую **Украинский кристаллический щит и фундамент Восточно-Европейской платформы.**

Центрально-Азиатская (Монголо-Южноякутская) рифтовая система (190-90 млн. лет) - крупнейшая система, которая развиваясь в мезозое, захватила широкую полосу **Алданского щита**, а также байкалид и каледонид **Прибайкалья и Северной Монголии.**

Байкальский кайнозойский рифт (60-0.1 млн. лет) образовался на **Саяно-Байкальском сводовом поднятии.**

Центрально-Европейская рифтовая система (66-0.1 млн. лет) развивалась на сводовых поднятиях палеозойской платформы. На западе грабены Лимажа и Роны-Соны образовались на поднятии Центрального Французского массива, в центре Рейнский рифт развивался на Рейнском своде, на востоке Северо-Чешский рифт формировался в пределах Чешско-Силезского поднятия.

Рифтовая мезо-кайнозойская система Балкан (80-2 млн. лет) занимает центральную и восточную часть Балканского полуострова и продолжается на острова **Эгейского моря** и западную часть **Турции.**

Рифт Леванта, или Западно-Аравийская рифтовая система (80-2 млн. лет). Рифт образовался на границе между Восточно-Иорданским выступом и складчато-глыбовой областью **побережья Средиземного моря.**

Красноморский рифт (735-35 млн. лет), считается одним из молодых рифтовых образований. Его формирование началось в позднем докембрии с развития Аравийско-Нубийского поднятия

Эфиопская рифтовая система (60-2 млн. лет), включающая рифты Эфиопии, Сомали и Йемена.

Восточно-Африканская рифтовая система (31-0.1млн.лет) – это гигантская структура, которая образовалась в кайнозой на Восточно-Африканском поднятии

Рифтовая система Бассейнов и Хребтов (43-0.2 млн. лет) развивалась как продолжение на континент субмеридионального **Восточно-Тихоокеанского рифта**.

Кроме геоморфологически выраженных рифтовых систем существуют области широкого проявления щелочного магматизма, которые по особенностям магматизма аналогичны молодым и современным рифтовым системам. К их числу относятся **Кольско-Карельская провинция** северо-запада Восточно-Европейской платформы и **Маймеча-Котуйская провинция** северо-востока Восточно-Сибирской платформы. В пределах этих провинций на дневной поверхности обнажаются глубинные части магматических систем, скрытые от наблюдения в более молодых рифтовых системах.

Итак, **время заложения** известных рифтов варьирует от **позднего докембрия до кайнозоя**. Длительное их развитие характерно не только для древних, но и для рифтов развивающихся в настоящее время (Красноморский рифт). Для всех рифтов обычно многоэтапное развитие систем грабенов и горстов на фоне функционирования глубинных нарушений: часты секущие поперечные разломы.

Магматизм рифтовых систем **континентов** характеризуется преобладанием **щелочных магматических серий**. Здесь можно встретить *все типичные щелочные магматические серии, среди которых наиболее широко развиты породы K-Na и K линий химизма.*

Постоянными спутниками щелочного магматизма являются породы субщелочного и нормального рядов. Но щелочные магматические проявления по объему значительно преобладают.

Для магматизма **континентальных рифтовых систем** характерны **вулканоплутонические и интрузивные комплексы** часто со структурой центрального типа.

В системах **океанических** рифтов, преимущественное развитие сохраняет **толеитовый вулканизм**.

Типоморфные plutонические формации континентальных рифтов

Из изложенного выше следует, что для магматизма континентальных рифтов характерно максимальное разнообразие пород, как в plutонической, так и в эффузивной фациях. Объединить всё это разнообразие в небольшое число формационных типов представляет собой сложную задачу. По классификации Ю.А.Кузнецова к рифтогенным могут быть отнесены следующие формационные типы:

- Формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами
- Формация центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов
- Формация гранитовых и габбро-гранитовых центральных интрузий

- Щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) континентов
- Щёлочно-базальтоидная (нефелин-лейцит-базальтовая)

Вулканические породы будут рассмотрены в курсе «Палеовулканология», поэтому здесь мы коснёмся только plutонических формаций, наиболее характерных для континентального рифтогенеза.

Формация центральных интрузий щелочных и ультраосновных пород с карбонатитами

В большинстве случаев магматические комплексы, принадлежащие к этому формационному типу, представляют собой центральные интрузии, имеющие кольцевое строение и образованные серией последовательных внедрений различных по составу магм. На заключительном этапе, как правило, формируется дайковая серия, осложняющая строение интрузивных комплексов. Многие из этих интрузий представляют собой глубоко эродированные жерла вулканических аппаратов центрального типа, служивших подводными каналами для щитовых вулканов рифтовых зон.

Петрографический состав пород характеризуется огромным разнообразием. Выделяют четыре типа ассоциаций, дающих переходы друг в друга:

1. Центральные интрузии с концентрическим строением сложенные оливинитами, перидотитами и нефелин-пироксеновыми породами (ийолит-мельтейгиты).
2. Центральные интрузии с кольцевым строением состоящие из пироксенитов и пород уртит-ийолит-мельтейгитового ряда.
3. Существенно уртит-ийолитовые центральные интрузии.
4. Существенно карбонатитовые интрузии.

В качестве примера рассмотрим интрузии [Маймеча-Котуйской](#) и [Кольско-Карельской провинции](#).

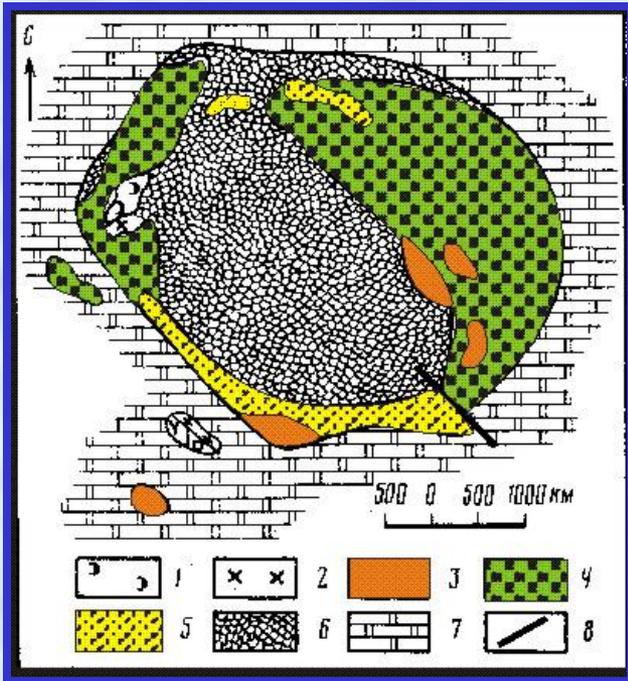
Маймеча-Котуйская провинция расположена на северо-западе Сибирской платформы. На западе она граничит с Тунгусской синеклизой, а на севере - с Лено-Енисейским мезокайнозойским прогибом. Фундамент платформы на территории провинции перекрыт мощной (до 4 км) толщей осадочных, преимущественно карбонатных отложений верхнепротерозойско-пермского возраста. Стратиграфический разрез завершают эффузивы поздне-пермского-раннетриасового возраста (мощность до 3,5 км), представленные разнообразными породами базальтовой и щелочно-базальтоидной серий.

Маймеча-Котуйская провинция расположена на пересечении двух глубинных разломов. Размещение интрузивов в пределах провинции контролируется системами субширотных и субмеридиональных разломов, к местам пересечения которых приурочены все сложные массивы щелочных ультраосновных пород. Массивы имеют цилиндрическую, штокообразную и воронкообразную форму с крутым падением контактов в сторону массива. Массивы прорывают разнообразные эффузивно-осадочные отложения, развитые в районе, от терригенных и карбонатных пород верхнего протерозоя до эффузивов триаса.

Главнейшие особенности строения и состава массивов щелочных ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции рассмотрим на примерах **массивов Кугда, Одихинча.**

Массив Кугда площадью около 16 км², представляет собой воронкообразное или цилиндрическое тело, круто наклоненное к юго-востоку. Центральный тип строения массива подчеркивается грубоконцентрическим расположением слагающих его разнообразных пород. Наиболее древние породы (оливиниты) слагают штокообразное тело, имеющее около 2 км в поперечнике. Среди оливинитов можно выделить собственно оливиниты (титаномагнетита не более 10%) и рудные оливиниты (титаномагнетита от 10 до 50%). В контакте с доломитами обычно среднезернистые рудные оливиниты сменяются тонкозернистыми разновидностями, бедными титаномагнетитом. Мощность зон эндоконтактных разностей оливинитов колеблется от 100 до 300 м. Во времени оливиниты сменяются мелилитовыми породами, образующими дугообразное тело протяженностью около 5 км при мощности от 0,1 до 0,6 км. Почти повсеместно в этом теле, главным образом в центральной и северной частях, примыкающих к оливинитовому ядру, распространены включения в разной степени измененных оливинитов. Среди мелилитовых пород по минеральному составу выделяются следующие разновидности: ункомпагриты, кугдиты, почти мономинеральные мелилитолиты и титаномагнетит-мелилитовые породы.

Большие площади (порядка 7 км²) в западной и восточной частях интрузива слагают ультраосновные фойдолиты, преимущественно мельтейгиты и меланократовые ийолиты. В зонах контакта они приобретают порфириновидное сложение и постепенно сменяются эндоконтактными мелкозернистыми разностями, по составу и структуре напоминающими оливиновые меланефелиниты. Ийолиты тяготеют к внутренним частям массива, тогда как меланократовые щелочные породы располагаются по его периферии. Щелочные сиениты в массиве образуют овальное в плане тело размером 200 x 500 м и серию жил.



Мелилит - $\text{Ca}_7\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{20}$



Схема строения массива Кугда.

- 1 - флогопит-оливиновые породы;
- 2 - щелочные сиениты (КПШ, щел.Нб, щел.Рх);
- 3 - ийолиты (Ne, eg-Avg, Bt, Ti-Mgt от 30 до 70%);
- 4 - якупирангиты (до 15% Ne, щел. Рх),
мельтейгиты (Ne, eg-Avg, Bt, Ti Mgt > 70%);
- 5 - ункомпагриты (Me +Avg),
кугдиты (Ol+Me+Ti-Mgt+Avg+Ne),
мелилитолиты (Me+Px+Ol+Ti-Mgt+Bt);
- 6 - оливиниты;
- 7 - доломиты;
- 8 – разломы.

Массив Одихинча площадью около 56 км² в современном эрозионном срезе имеет округлую форму в плане и сложен главным образом мельтейгитами и ийолитами при подчиненной роли оливинитов, мелилитовых пород, нефелиновых и щелочных сиенитов и карбонатитов.

Оливиниты в массиве Одихинча в основном присутствуют в виде многочисленных ксенолитов в мельтейгитах и ийолитах, так что центральная часть массива производит впечатление гигантской брекчии с размерами ксенолитов от нескольких метров до 10—15 см. Лишь в восточной части массива имеется сравнительно крупное тело оливинитов (около 1 км в поперечнике). Оливиниты сложены главным образом форстеритом с подчиненным количеством титаномагнетита и пересекаются многочисленными инъекциями, отвечающими по составу ийолиту либо уртиту.

Мелилитовые породы слагают два меридионально вытянутых тела общей протяженностью около 9 км, а также многочисленные мелкие ксенолиты и довольно крупные блоки - останцы (до 1 км в поперечнике) среди ийолитов северной части интрузива. Они представлены главным образом двумя разновидностями мелилитовых пород - ункомпагритами (мелилит + пироксен) и турьяитами (мелилит + нефелин + пироксен). Окаиты и мелилитолиты встречаются в виде небольших участков чаще всего в виде ксенолитов в ийолитах.

Штокообразное тело мельтейгитов-ийолитов в массиве Одихинча - наиболее крупное из известных в провинции. Наблюдается, как и в массиве Кугда, определенная тенденция изменения состава нефелин-пироксеновых пород: более лейкократовые разновидности (лейкойолиты, уртиты) тяготеют к центру массива, а мельтейгиты и якупирангиты в виде кольцевой дуги располагаются по периферии. Завершает формирование массива дайковая серия пород - нефелиниты, микроийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты, карбонатиты.

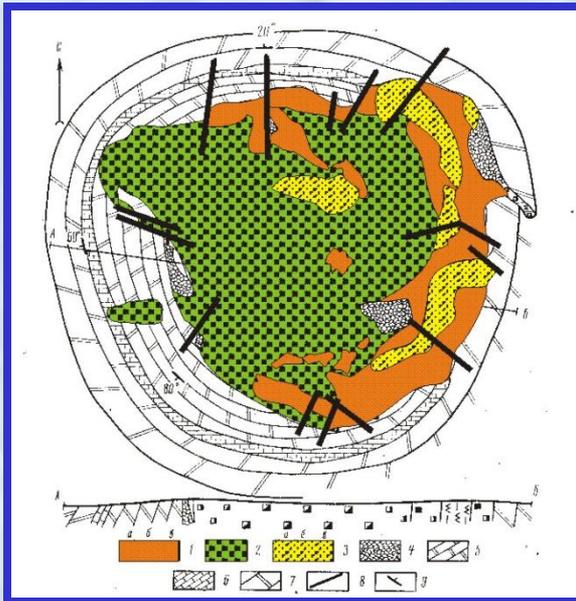


Схема строения массива Одихинча.

- 1 - ультраосновные фойдолиты:
- а - мельтейгиты, б - ийолиты и ийолит-уртиты, в - меланитовые ийолиты;
- 2 - якупирангиты, мельтейгиты;
- 3 - мелилитолиты:
- а - ункомпагриты, б - турьяиты (Me + Vt + меланит + Ne), в - **окаиты** (Me 53% + гаюин 21% + Vt 8% (Ne));
- 4 - оливиниты;
- 5 - доломиты;
- 6 - известняки и мергели;
- 7 - доломиты PR;
- 8 - разломы;
- 9 - элементы залегания.



гаюин - $\text{Na}_6\text{Ca}_2[\text{AlSiO}_4]_6\text{SO}_4$



меланит $\text{Ca}_3(\text{Fe},\text{Ti})_2(\text{SiO}_4)_3$

Кольско-Карельская провинция включает 16 массивов щелочных ультраосновных пород, расположенных на Кольском полуострове и в прилегающей к нему Северной Карелии. Этот регион является частью Балтийского щита и сложен глубоко метаморфизованными архейскими породами с подчиненным количеством протерозойских и палеозойских образований. К моменту формирования щелочных ультраосновных пород (около 600 млн. лет назад) он представлял собой платформенную область. Массивы располагаются в разных тектонических зонах и структурных ярусах (от архея до верхнего протерозоя включительно) и подчиняются лишь одной закономерности - они приурочены к разломам, а чаще к их пересечениям.

Ковдорский массив площадью 40,5 км² в современном эрозионном срезе залегает среди биотит-олигоклазовых гнейсов и гранито-гнейсов нижнеархейского возраста. В плане массив имеет овальную форму и сложное концентрически-зональное строение. Его ядро слагают оливиниты, которые по периферии окружены кольцевой интрузией щелочных пород, представленных главным образом мельтейгитами, ийолитами и турьяитами. Многочисленные дайки и жилы ийолитов, малиньитов, нефелинитовых и канкринитовых сиенитов завершают магматическую деятельность. Наряду с интрузивными разностями не менее половины всей площади массива слагают метасоматические образования.

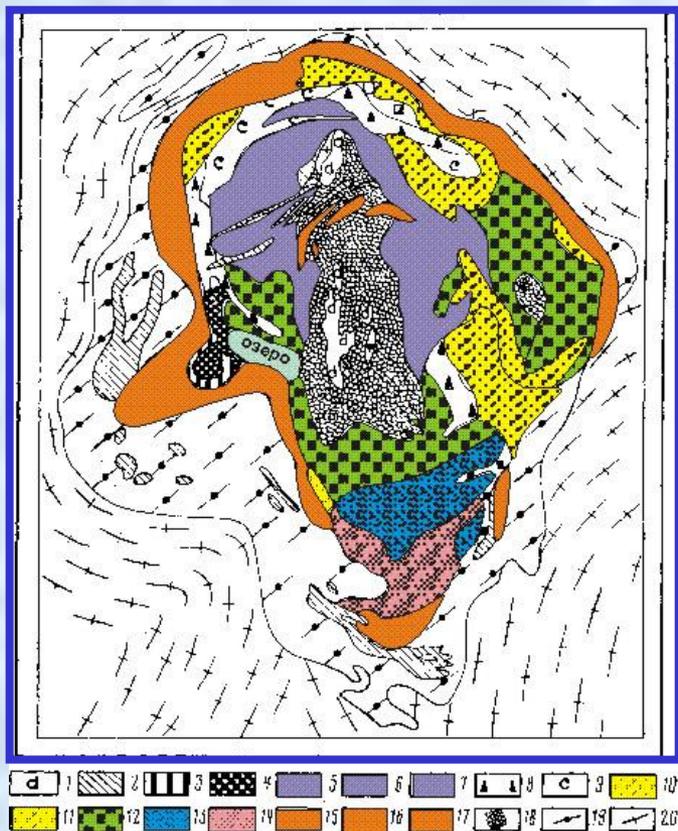


Рис. Схематическая геологическая карта Ковдорского массива (по В.И. Терновому и др., 1969).

- | | |
|--|---|
| 1 - сунгулиты; | 11 - турьяиты; |
| 2 - карбонатиты; | 12 - нефелиновые пироксениты; |
| 3 - апатит-форстеритовые породы; | 13 - слюдиты и слюдяно-пироксеновые породы; |
| 4 - магнетитовые руды; | 14 - якупирангиты; |
| 5 - флогопит-диопсид-оливиновые породы гигантозернистые; | 15 - полевошпатовые ийолиты, малиньиты и фельдшпатоидные сиениты; |
| 6 - то же, среднезернистые и крупнозернистые; | 16 - крупнозернистые ийолиты и ийолит-уртиты; |
| 7 - флогопитизированные и диопсидизированные оливиниты; | 17 - среднезернистые ийолиты и мельтейгиты; |
| 8 - гранатовые скарны; | 18 - оливиниты; |
| 9 - монтичеллитовые породы; | 19 - фениты; |
| 10 - мелилитолиты; | 20 - гнейсы. |

Формация центральных интрузий агпаитовых нефелиновых сиенитов

Для этого формационного типа также характерно кольцевое строение интрузивных тел, образовавшихся в результате многократного внедрения разных по составу порций магмы. Также как и в предыдущем типе, многие из центральных интрузий нефелиновых сиенитов являются глубинными частями вулканических аппаратов. В некоторых случаях сохраняются остатки комагматичных субщелочных лав.

Интрузии рассматриваемого типа сложены породами пересыщенными щелочами, очень разнообразного петрографического состава. Для них характерно присутствие нефелина, агпаитовая геохимическая специализация, высокие концентрации многих литофильных элементов, включая REE. Иногда концентрации редких элементов достигают промышленного уровня. Сами нефелиновые сиениты являются сырьём для производства Al и соды. Некоторые массивы (Хибинский) содержат уникальные месторождения апатита. Среди всего многообразия пород наиболее распространены нефелиновые сиениты, породы уртит-ийолитового ряда. Для дайковой свиты очень характерны щелочные лампрофиры. Во многих массивах встречается чётко выраженная расслоенность.

К числу наиболее известных массивов, принадлежащих к этому формационному типу, относятся Хибинский и Ловозёрский плутоны Кольского полуострова, массив Норра-Кёрр в Швеции, некоторые массивы Африки, Сыннырский массив Северного Прибайкалья.

Геодинамическая принадлежность интрузий этого формационного типа несколько неопределённая. Связь с собственно рифтовыми структурами отсутствует, а интрузии часто представлены единичными телами, либо цепочками изолированных тел. В связи с этим, Л.П. Зоненшайн высказал предположение, что подобные интрузии, в частности на Кольском полуострове, представляют собой след от прохождения плиты над мантийным плюмом. Однако, следует подчеркнуть, что рифтогенез – это также результат воздействия мантийного плюма, но более «продвинутый» в своём развитии. Иначе говоря, генетически (т.е. магматизм вызванный мантийным плюмом), рассматриваемый формационный тип является «рифтогенным». Это подтверждается наличием постепенных переходов к формации ультраосновных щелочных пород, для которых имеются современные аналоги как в эффузивной, так и в плутонической фации, в частности в Восточно-Африканской рифтовой системе.

В качестве примеров формации агпаитовых нефелиновых сиенитов рассмотрим геологическое **строение Хибинского и Ловозёрского массивов Кольского полуострова.**

Ловозёрский массив расположен в пределах субширотной грабенообразной структуры, наложенной на протоархейское кристаллическое основание Балтийского щита. Грабен выполнен среднепалеозойской осадочно-вулканогенной свитой пород, сохранившейся в кровле массива в виде ксенолитов разной формы и размера. Судя по составу ксенолитов, осадочно-вулканогенная толща была сложена разнообразными терригенными и карбонатно-терригенными породами, щелочными пикро- и авгитовыми базальтами. Кроме того, отмечаются щелочные трахитовые и фойолитовые порфиры, эссекситовые порфиры и ромбен-порфиры, т.е. ассоциация вулканических пород характерная для континентальных рифтов.

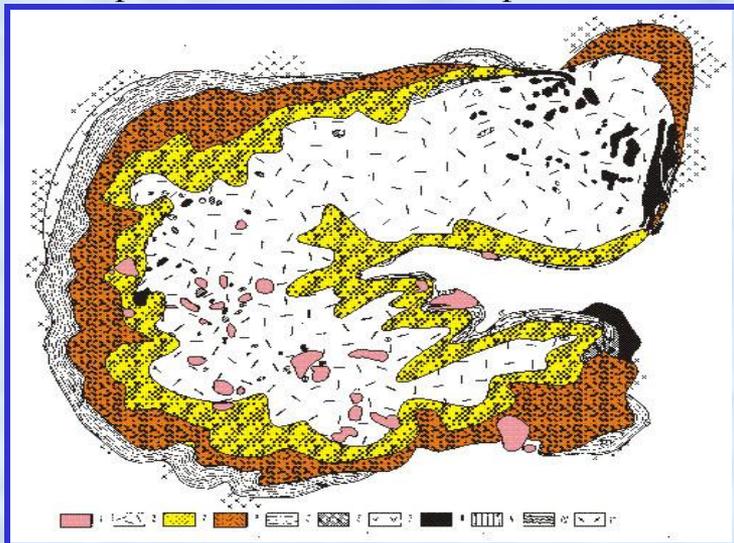
Ловозёрский массив представляет собой многофазное интрузивное тело площадью 65 км², полого наклонённое к северо-востоку. Массив имеет двухъярусное строение: верхняя часть представляет собой чашеобразное тело, мощностью более 2 км. Ниже массив имеет штокообразную форму (диаметр около 20 км) и прослеживается на глубину 6 – 7 км. Вблизи Ловозёрского массива среди архейских метаморфических пород залегают небольшие тела оливинитов, перидотитов и пироксенитов, с жилами сиенитов, монцонитов и фойялитов. **Формирование массива происходило в несколько интрузивных фаз:**

1-ая фаза - мелкозернистые и порфировидные нефелиновые сиениты, слагающие краевые зоны и многочисленные ксенолиты;

2-ая фаза – первичнорасслоенный (дифференцированный) комплекс пород, представленный люавритами, фойялитами, уртитам;

3-я фаза – интрузия эвдиалитовых люавритов;

4-ая фаза – пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты.



Схематическая геолого-петрографическая карта Ловозерского массива.

1 – 2 - комплексы: 1 - пойкилитовых нефелин-содалитовых сиенитов (науяитов) , 2 - эвдиалитовых люавритов с субфазой порфировидных люавритов;

3 – 5 - зоны дифференцированного комплекса люавритов-фойяитов-уртитов: 3 - верхняя, 4 - средняя, 5 - нижняя;

6 – порфировидные, равномернозернистые и нефелиновые сиениты;

7 - мелкозернистые фойяиты эндоконтактной зоны и прикровлевой части массива;

8—11 — вмещающие породы: 8 - эффузивные образования ловозерской свиты (девон), 9 - туфосланцы, песчаники, алевролиты (девон), 10 - силлиманитовые сланцы (протерозой), 11 - гнейсы и гранитогнейсы (архей).

Наиболее примечательная особенность Ловозёрского массива – это чётко выраженная расслоенность, проявленная на всей площади массива. Слои пород разного состава (разное соотношение нефелина, полевого шпата и эгирина) имеют разную мощность и связаны друг с другом постепенными переходами. Мощность всего дифференцированного комплекса составляет 1440 – 1700 м. В его пределах выделяется более 200 слоёв.

Геохимические особенности массива выражаются в возрастании от ранних членов к поздним степени насыщения щелочами, особенно Na, с образованием ультраагпаитового остаточного расплава; обогащённости летучими компонентами (P₂O₅, F, Cl, S); обогащённости Zr, Nb, Ta, REE.

Хибинский щелочной массив – расположен на Кольском полуострове на западном берегу оз. Умбъявр, отделяющего его от Ловозёрского плутона. Массив занимает площадь 1327 км², в плане имеет округло-изометричную форму и приурочен к системе глубинных разломов, разделяющих блоковые структуры архейского и протерозойского возраста. Внешние контакты массива падают под разными углами – от 20° до вертикальных, как к центру массива, так и от него.

Внутренняя структура массива имеет зонально-кольцевое строение, свойственное интрузиям центрального типа. В плане это отражается в симметричном расположении и последовательной смене подковообразных тел щелочных пород. Поступление магматического расплава осуществлялось по кольцевым и коническим разломам. От периферии к центру происходит последовательная смена ранних пород более поздними.

При движении с запада на восток от периферии массива к его центру смена кольцевых и конических интрузий происходит в следующей последовательности: 1) щелочные сиениты, средне- и мелкозернистые нефелиновые сиениты; 2) массивные крупнозернистые и трахитоидные хибиниты; 3) ричесорриты (пойкилитовые нефелиновые и нефелин-кальсилитовые сиениты); 4) ийолит-уртиты и нефелин-апатитовые породы; 5) средне- мелкозернистые нефелиновые сиениты (эгириновые и эгирин-амфиболовые); 6) фойяиты.

Отличительной чертой Хибинского массива является его сложное многоактное формирование, происходившее в следующей последовательности внедрения интрузивных фаз. Хибинский массив содержит уникальное месторождение апатита.

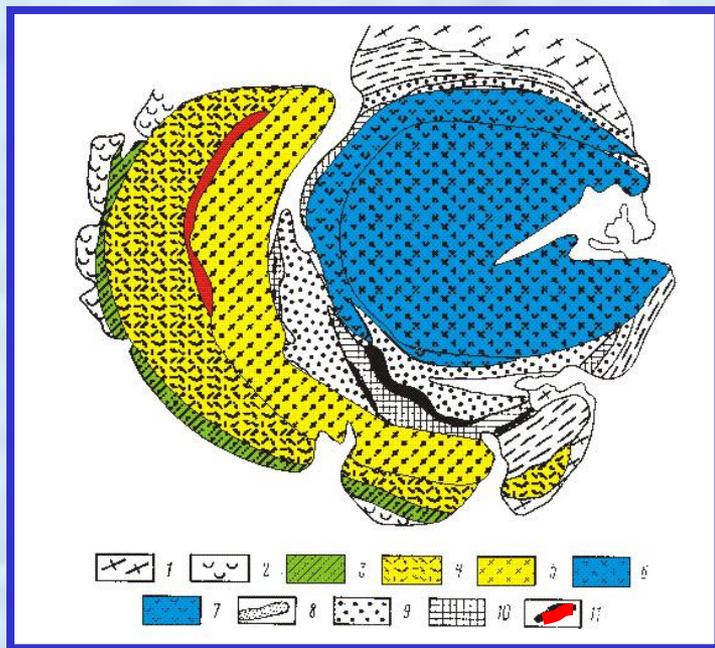


Рис. Схема геологического строения Хибинского массива.

- 1 – 3 - вмещающие породы: 1 - архейские гранито-гнейсы, 2 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы протерозоя, 3 - роговики плагиоклаз-пироксеновые;
- 4 - хибиниты кристаллозернистые;
- 5 - хибиниты трахитоидные;
- 6 - фойяиты внутренней части массива трахитоидные;
- 7 - фойяиты полукольцевой интрузии мелко- и среднезернистые;
- 8 - щелочные нефелинсодержащие сиениты;
- 9 - ричесорриты;
- 10 - ийолиты, малиньиты, уртиты;
- 11 - апатит-нефелиновые породы.

Формация гранитовых и габбро-гранитовых центральных интрузий

Данный формационный тип лишь частично присутствует в составе плутонических пород рифтогенных областей. Более характерны сиенит-габбровые интрузии (*монцонит-щёлочно-гранит-нефелин-сиенитовая интрузивная серия*). В классификации Ю.А.Кузнецова подобный тип не выделяется, однако в некоторых палеорифтовых областях, например грабен Осло, эта интрузивная ассоциация пользуется широким развитием.

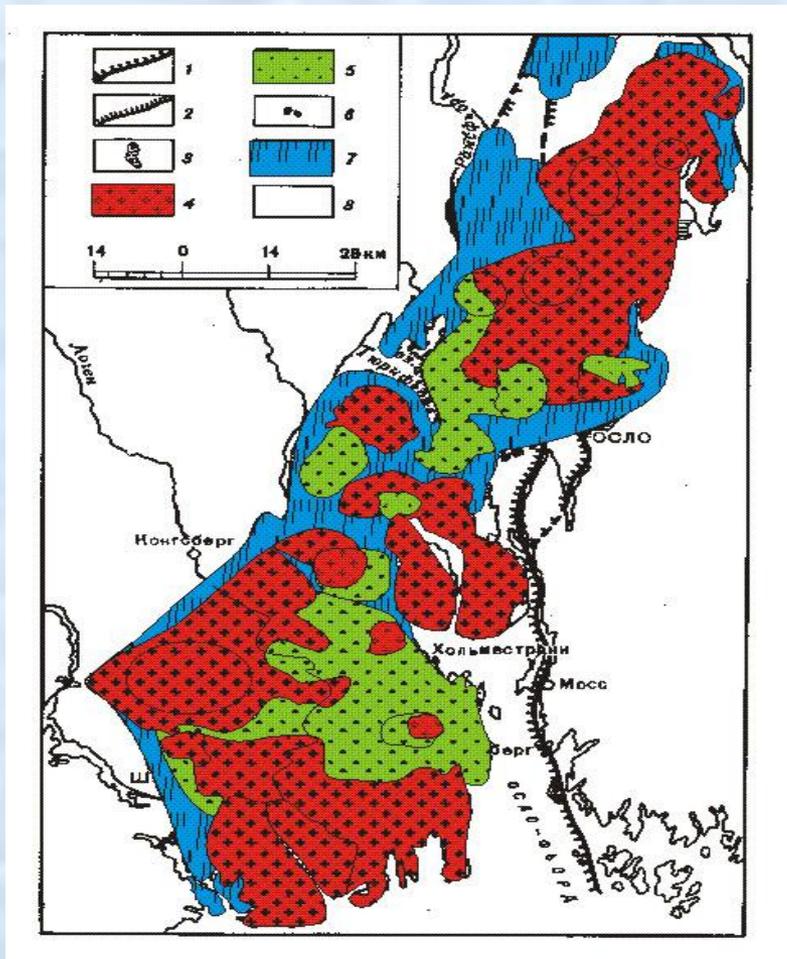
Грабен Осло является одним из наиболее изученных древних рифтов. Интерес к этому району связан с тем, что здесь на дневную поверхность выведены довольно глубокие срезы рифтовой структуры, недоступные прямому наблюдению в областях современного рифтогенеза.

Грабен Осло площадью около 9000 км² вытянут в субмеридиональном направлении. Геологическая история рифта началась в конце карбона или начале перми с погружения ограниченного разломами крупного блока земной коры. **В первую стадию** сформировалась красноцветная серия, которая была перекрыта глинистыми сланцами, песчаниками и кварцевыми конгломератами.

Во вторую стадию начались массовые трещинные излияния щелочных базальтоидов, образовавших лавовое плато мощностью 1000—2000, иногда до 3000 м.

Рис. Схематическая геологическая карта грабена Осло (Континентальные рифты, 1981)

- 1 - главный разлом;
- 2 - кольцевые разломы котловин;
- 3 - брекчии, связанные с главным разломом;
- 4 - плутонические породы (лаурвикиты, граниты);
- 5 - вулканические породы (ромбен-порфиры и др.);
- 6 - базальтовые некки (Осло-эссекситы);
- 7 - кембрийские и силурийские отложения;
- 8 - докембрийские образования



С третьей стадией связаны крупномасштабные трещинные излияния латитов и трахиандезитов (ромбен-порфиров), начавшиеся практически одновременно на всей территории рифта

Четвертая стадия - формирование собственно рифтовой долины, характеризуется появлением вулканов центрального типа и вулканических "котловин" (кальдер).

К пятой стадии приурочено формирование главной массы батолитов. К ним относятся крупные интрузивы монцонитов-мариуполитов южной части грабена и сиенитов-щелочных гранитов на севере. Отмечается тенденция к омоложению пород в направлении с юга на север.

Последующая эрозия удалила толщу наиболее высокозалегающих пород мощностью 1-3 км, так что в современном эрозионном срезе плутонические породы (5000 км²) преобладают над вулканитами (1400 км²). Среди эффузивов резко преобладают ромбен-порфиры - 82% общего количества вулканических пород, базальты -15%, лавы кислого состава - около 3%. В группе интрузивных пород соотношения другие. Здесь монцониты, щелочные сиениты и щелочные граниты развиты примерно в равных количествах, составляя в целом 99% всех интрузивных образований, доля основных пород не превышает 1%.