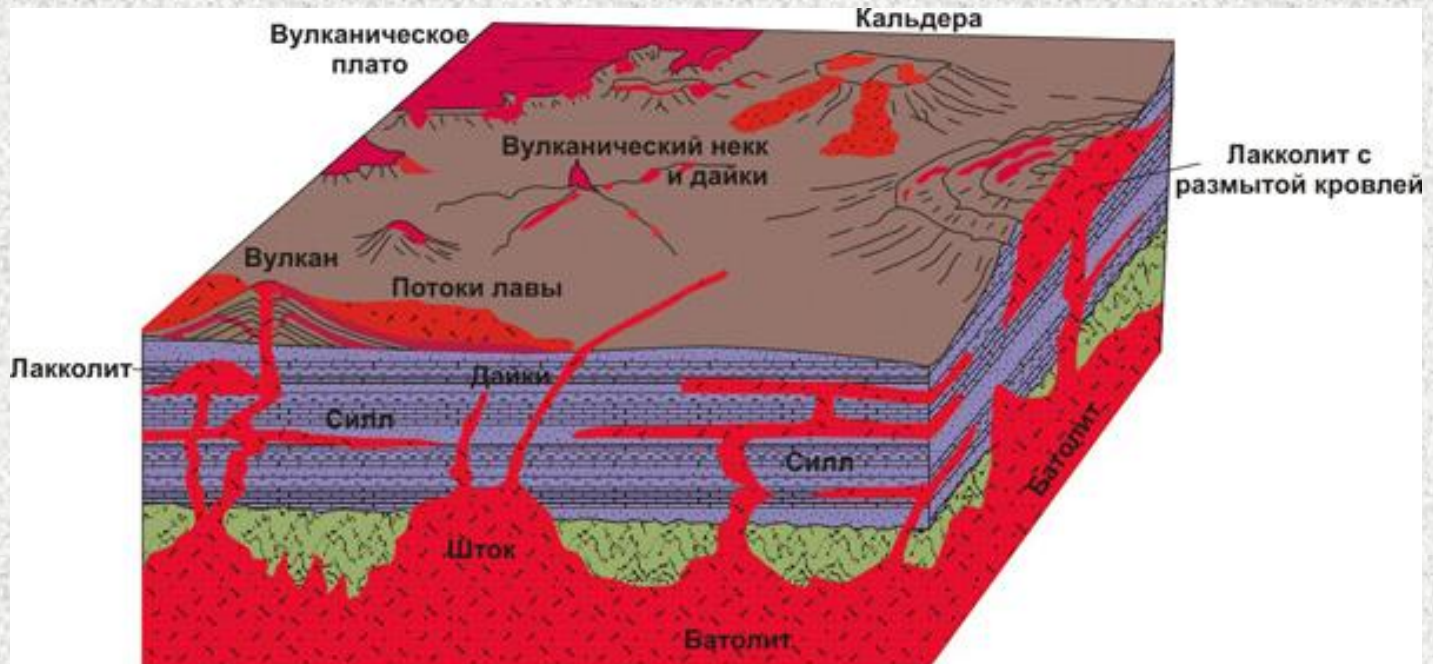


Геохимия магматического процесса

Магматические процессы охватывают земную кору и часть верхней мантии. Наиболее характерны они для земных глубин, хотя при вулканических извержениях магма достигает земной поверхности. Очаги гранитоидного магматизма (по оценкам разных авторов) залегают на глубинах от 8 до 25 км. На основе косвенных геологических и геохимических данных предполагают, что становление и кристаллизация гипабиссальных гранитных интрузий возможны даже на глубине 1-5 км. Для базальтовой магмы приводятся значительно большие глубины - 50-500 км.

Основную информацию по геохимии магматизма дают изучение изверженных пород, данные эксперимента, осуществляемого при высокой температуре и давлении. Многие магматические системы равновесны, что позволяет широко применять при их изучении химическую термодинамику, менее изучена кинетика магматизма.



Геохимические особенности магматических пород в значительной степени зависят от химического состава и минералогии **родоначальных пород** или **расплавов**. Наиболее важной характеристикой источника магм являются **соотношения радиогенных изотопов**, так как они не изменяются в процессе плавления и последующих процессах в магматической камере.

Это отношения следующих изотопов и элементов: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а также отношения различных элементов - Rb/Sr, Lu/Hf, Ba/Ta и др. Так, например в породах мантийного происхождения отношение $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ близко к 0,708, а в породах земной коры оно выше.

Большое влияние на состав магматических пород имеют процессы, происходящие в магматической камере до внедрения в близповерхностные уровни.

Многие явления магматизма и, в частности, кристаллизация изверженных пород связаны с понижением температуры. По различным данным, температура ультраосновных расплавов 1000-1500°C, кислых - 1250-550°C. Давление в магме колеблется от 10^5 Па на земной поверхности до 10^9 Па в абиссальной области. Уменьшение давления характерно для участков поднятий и растяжений.

Для магмы характерны два основных типа массопереноса - **диффузия и конвекция**, причем последняя более универсальна. Важное значение в массопереносе имеют газовые растворы – **флюиды**, продукты дегазации мантии и коровой магмы

Многие петрологи и геохимики ведущее значение придают **кристаллизационной дифференциации**, в ходе которой из магмы при понижении температуры последовательно кристаллизуются породы различной основности ("реакционный принцип" Н.Боуэна и др.). Однако мнения о значении кристаллизационной дифференциации расходятся.

В гипабиссальных условиях особенно большое значение придается флотации пузырьков водяного пара, в котором растворены другие газы и летучие компоненты, в том числе и рудные - Li, Be, Rb, Cs, Sn, Nb, Ta и др. Этот механизм массопереноса, особенно характерный для апикальных частей магматических массивов, получил название **эманационной дифференциации** или эманационной концентрации. Наряду с кристаллизационной и эманационной дифференциацией в петрологии выделяют **концентрационную дифференциацию, ликвацию, отжимание, ассимиляцию** магмой вмещающих пород, **смешение магм** и другие процессы, приводящие к магматической миграции.

СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

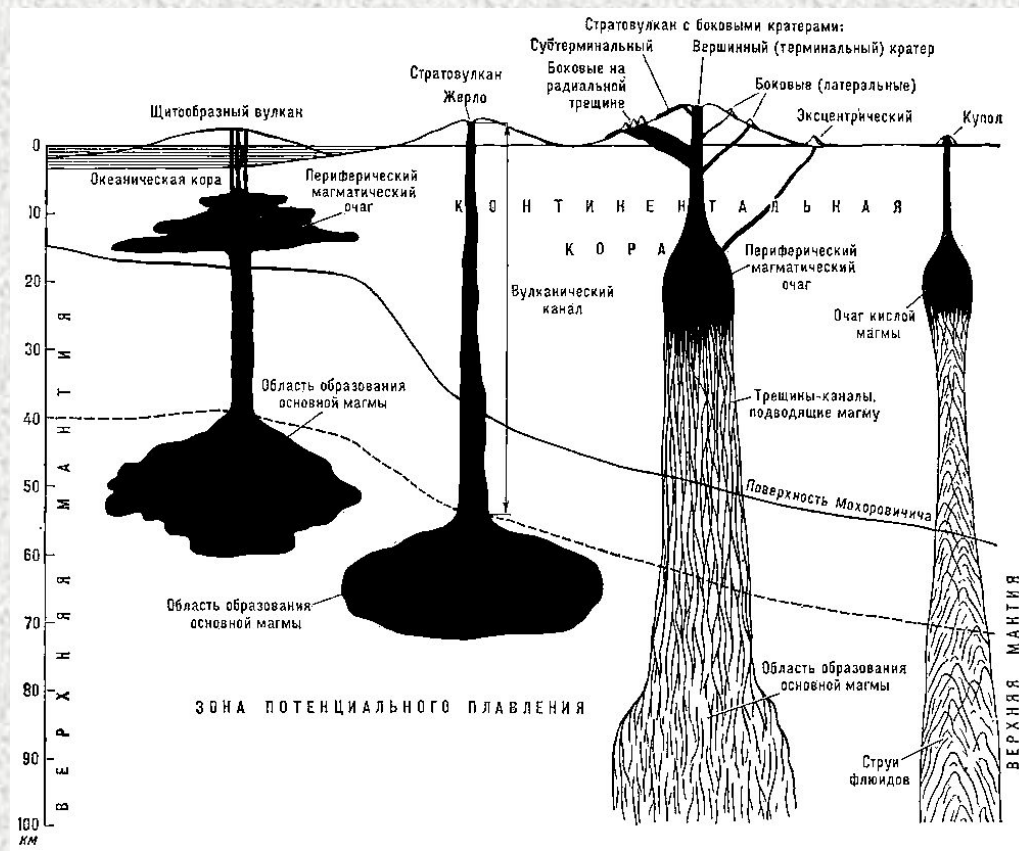
В XX в. оформилась самостоятельная наука *вулканология*. На Камчатке у подножия Ключевского вулкана в 1935 г. была создана специальная Вулканологическая станция АН СССР, позднее в Петропавловске-Камчатском - специальный академический вулканологический институт. В последние десятилетия развивается и палеовулканология (И.В.Лучицкий). Важную роль в СССР и за рубежом приобрело геохимическое изучение современного вулканизма.

Изучение современного вулканизма доставляет в основном косвенную информацию о магматических системах, так как на земной поверхности магма попадает в гипергенные условия. Температура и давление в ней резко понижаются, происходит ее дегазация. Магма взаимодействует с атмосферой, гидросферой, и поверхностными отложениями. Так возникает особый ряд переходных систем от чисто магматических до гипергенных. Тем не менее, изучение современных вулканов дает ценную информацию о магматизме.



Первичные очаги вулканизма большинство авторов видит в астеносфере, т.е. на глубине многих сотен километров (до 350 км на Гавайских островах). Выделяются и промежуточные очаги. Так, глубина очагов Ключевской группы вулканов колеблется от 30 до 60 км, Гавайских островов - 45-60, Этны - 70 км. В Исландии при извержении вулкана Крафла в 1975 г. установлен магматический очаг на глубине 2-3 км.

Е. К. Мархинин в систему "очаг-вулкан" включает следующие подсистемы: *глубинный источник магмы* (100 км и более), *промежуточный очаг* (десятки километров), *периферический очаг* (1-10 реже до 20 км), *дайки, жерла*.



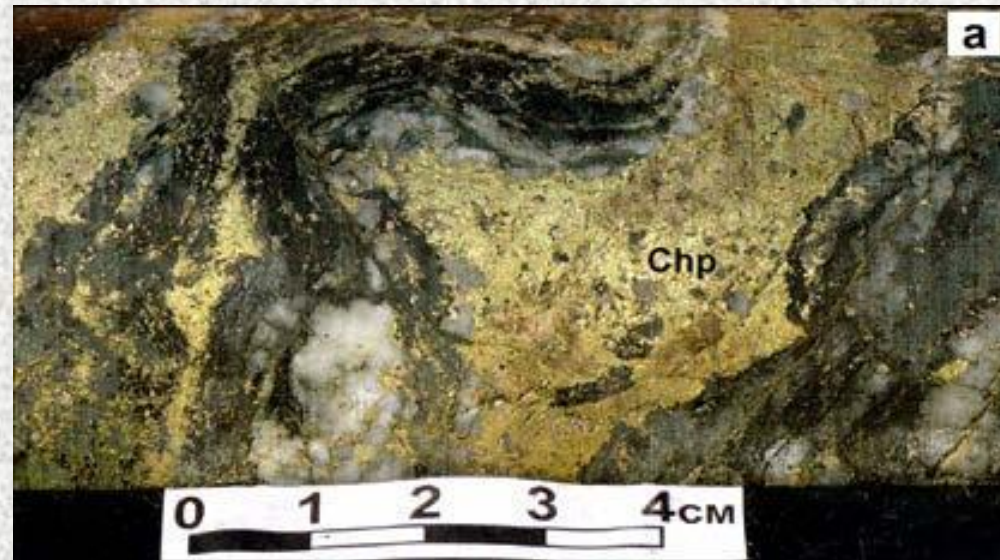
По мере движения магмы меняются физико-химические параметры системы, в первую очередь Р и Т, а следовательно, и газонасыщенность магмы, ее флюидный режим. Выделяющиеся на поверхности газы производят распыление свежей лавы и образование вулканического пепла.

Ценнейшую информацию для изучения магматических систем дает изучение **вулканических газов**, выделенных из лавы. Среди них преобладает водяной пар (более 90%), установлены также CO_2 , CO , H_2 , N_2 , NH_3 , S_2 , H_2S , SO_2 , COS , CS_2 , SO_3 , HCl , HF , углеводороды и другие органические соединения, инертные газы, в том числе мантийный ^3He , борная и мышьяковистая кислота, хлориды и фториды металлов.

Вулканические газы определяются непосредственно из жидкой лавы, из застывшей лавы, из фумарол, путем вытяжек из пеплов. Состав газов зависит от многих геологических и геохимических факторов, в том числе и от строения земной коры и мантии.



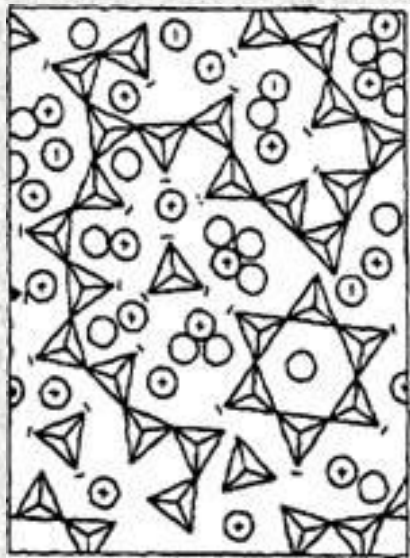
С современным вулканизмом связано образование залежей **серы, серного колчедана, железных руд, ртутно-сурьмяных осадков, металлоносных осадков** в подводных рифтах, возможно, также **железомарганцевых конкреций** на океаническом дне. Формирование многих рудных месторождений некоторые авторы объясняют палеовулканизмом. Выделяют и особый **вулканогенно-осадочный тип** месторождений, однако этот вопрос вызывает дискуссии. Высказываются также представления о роли вулканизма в образовании залежей нефти и газа (в связи с обнаружением углеводородов в вулканических газах).



СОСТАВ МАГМЫ

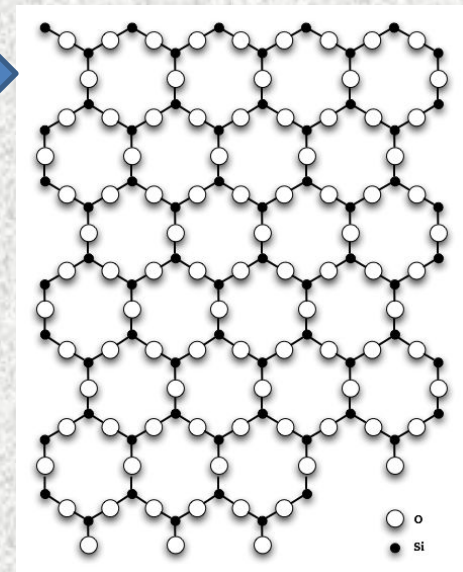
Магма представляет собой гетерогенный расплав, состоящий из тугоплавких и летучих компонентов. Это **ионно-электронная микрогетерогенная жидкость**. Ее главные катионы – Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} . Многие факты указывают на существование в магме так называемых **сиботаксических групп** или **кластеров**, т.е. участков с упорядоченным строением. Для них характерны комплексные силикатные и алюмосиликатные анионы типа SiO_4^{4-} , AlO_4^{5-} , $\text{AlSi}_2\text{O}_6^-$ и т.д. К сиботаксическим группам относятся, вероятно, и группировки, состоящие из Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ и других катионов и кислорода, образующие октаэдры (Н.В.Белов).

Следовательно, магма состоит в основном из обрывков полимерных цепочек силикатных и алюмосиликатных анионов. Количество цепочек и их относительная молекулярная масса зависят от температуры. Так, в расплаве кварцевого песка при 1250°C имеются агрегаты, содержащие до 500 молекул, а при 1320°C - только 43.



← Схема строения магмы

Структура кварца



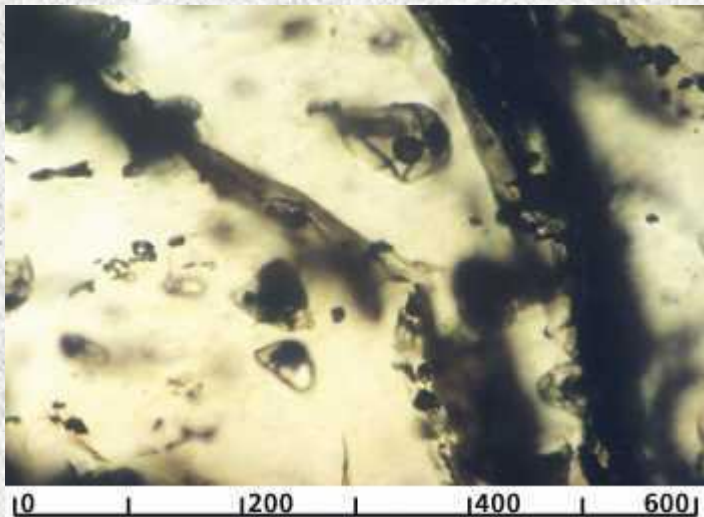
Важную часть магмы составляют **летучие компоненты**, растворенные в расплаве благодаря высокому давлению, причем с увеличением давления, растворимость летучих компонентов увеличивается.

Главные летучие компоненты большинства магм – H_2O и CO_2 , в меньших количествах присутствуют – H_2S , HCl , HF , N_2 , CO , H_2 , CH_4 , F_2 , Cl_2 , GeO_2 , SiO_2 , H_3BO_3 и другие газы.

Летучие компоненты увеличивают подвижность магмы и понижают температуру ее плавления. На основе определения различными косвенными методами их содержание колеблется от 0,5 до 8%.

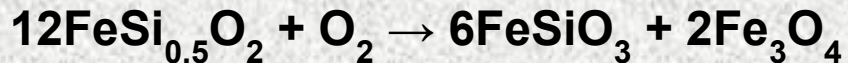
Изверженные породы часто содержат дисперсное органическое вещество, так называемый "остаточный углерод" (нерастворимый в органических растворителях). Содержание битумов в породах составляет 0,0n-0,н%.

Многие тяжелые металлы образуют в магме летучие соединения, что существенно для рудообразования.



ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЕ И ЩЕЛОЧНО-КИСЛОТНЫЕ УСЛОВИЯ

Их индикаторами в основном служат формы нахождения химических элементов в горных породах, отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$, а также состав газожидких включений в минералах (H_2 , CO , CH_4 , H_2S , CO/CO_2 , $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и т.д.). Показателем окислительно-восстановительных условий магмы служит также фугитивность кислорода (f_{O_2})¹, рассчитываемая методами термодинамики для различных равновесных реакций, как, например:



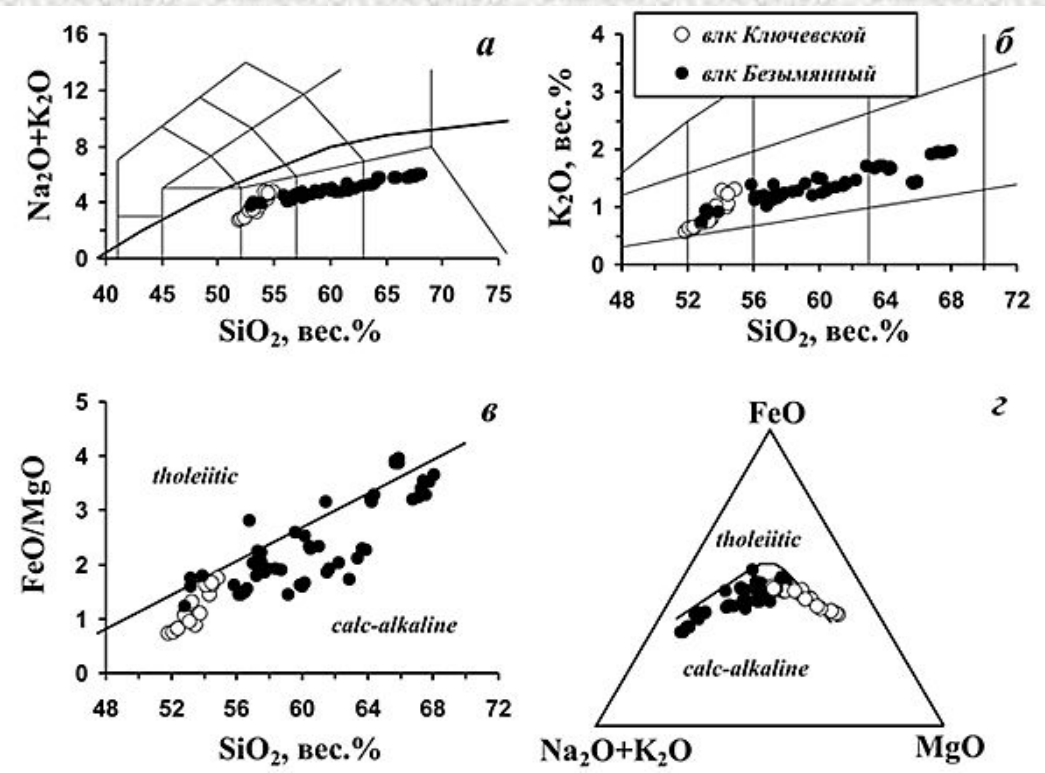
Фугитивность (летучесть, f) – функция, характеризующая способность вещества покинуть данную фазу; она выражается в единицах давления.

В магме f_{O_2} зависит от отношения $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$; $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ и других буферных равновесий. Для магматических пород (от ультраосновных до кислых) f_{O_2} колеблется в 10^{30} раз. Главной причиной колебания количества кислорода в магме, по И.С.Малахову, является диссоциация водяного пара, которая, вероятно, происходит не только под влиянием высокой температуры, но и в результате радиолиза.

Из верхней мантии в магму поступают восстановленные флюиды, содержащие CH_4 , CO и H_2 . Восстановителями в магме служат также Fe^{2+} , H_2S и другие соединения и ионы. Важным восстановителем является водород, который обнаружен во многих изверженных породах.

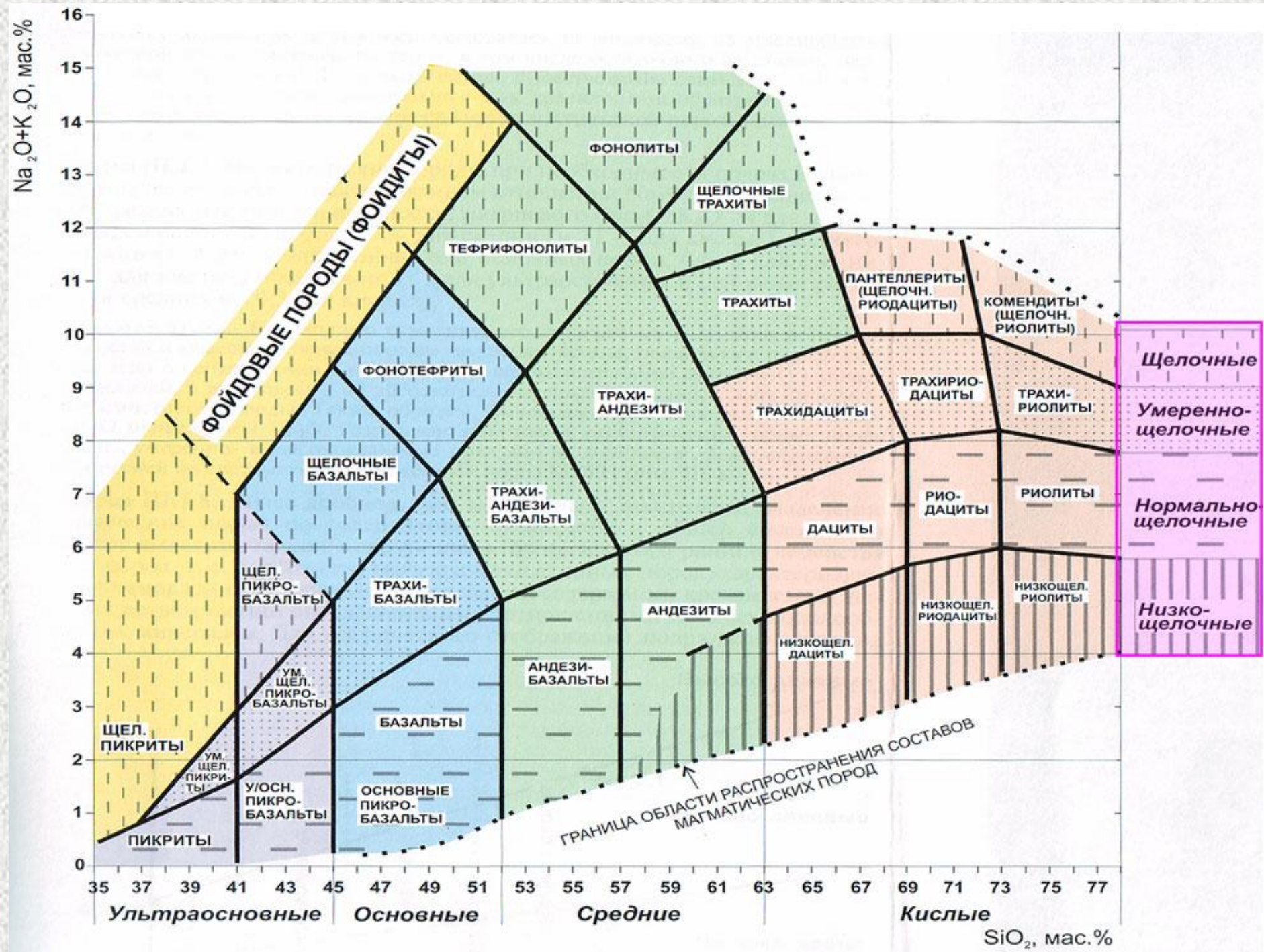
СИСТЕМАТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В настоящее время, среди магматических пород предложено выделять **классы** (плутонический и вулканический), **группы** (по содержанию SiO_2 : ультраосновные - кислые), **ряды** (по содержанию щелочей - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и **семейства** (по соотношению петрохимических параметров – SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и т.д.). Для классификации магматических пород существует несколько подходов, главными из которых являются петрографический и химический. В первом случае в качестве классификационного признака используется минеральный состав пород, во втором – особенности их химического состава. Для систематики всей совокупности магматических пород наиболее широко используется диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$.



Кроме того существуют диаграммы для разделения серий пород на толеитовую, щелочную и известково-щелочную (например, диаграммы AFM, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$).

Соответственно, для каждой группы пород существуют свои классификации.



Ультраосновные породы (ультрамафиты, ультрабазиты)

Происхождение пород этой группы связано с верхней мантией. Породы ультраосновной группы подразделяются на три ряда - **нормального, субщелочного и щелочного**. Породы содержат менее 45% SiO₂.

Главными породообразующими минералами являются **оливин, пироксены, роговая обманка**, а в щелочных ультрабазитах **фельдшпатоиды** (нефелин, лейцит).

Ультраосновная магма содержит сравнительно мало водяных паров, она недосыщена H₂O. Формулы наиболее распространенных минералов - оливина и пироксена - не содержат компонентов воды.

В ультраосновных расплавах потенциал кислорода низок, они содержат углеводородные флюиды. В этих породах обнаружены H₂, недоокисленные формы Cr²⁺, Ti (Ti³⁺), C, что указывает на восстановительные условия ультраосновной магмы.

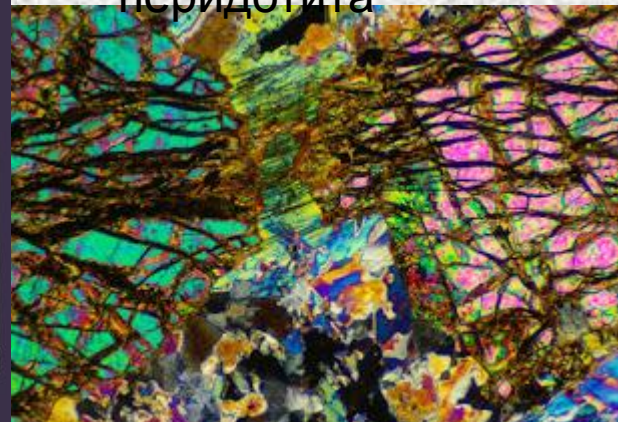
Кимберлит



Серпентинизированный дунит



Шлиф перидотита



В ультрабазитах среди катионов преобладают Mg и Fe. В пикритах, кимберлитах, пироксенитах наряду с большим количеством Mg и Fe повышено содержание Ca. В щелочно-ультраосновных породах повышены содержания щелочных металлов (Na или K) и других элементов, характерных для щелочных пород - Li, B, C, Rb, Sr, P, Ti, Zr, Nb, Cs, Ba, Ta, Pb, U, Th.

От типичных изверженных пород земной коры - гранитов и базальтов, ультрабазиты отличаются резко повышенным содержанием (%) Mg (25,9), Cr (0,2), Ni (0,2), Co, пониженным содержанием Si (19), низким - Al (0,45), Na (0,57), K (0,03), Ti (0,03).

Наиболее мантийные, по кларкам концентрации, компоненты Ni, Cr, Mg, Co, Fe, Mn (а также Pt и платиноиды), наименее - Pb, Ba, U, Th.

С ультраосновными породами связаны месторождения хромита, платины, титаномагнетита, алмаза (в кимберлитовых трубках взрыва).



Основные породы (мафиты-базальты, габбро и др.)

Происхождение основной магмы связывают с выплавлением из мантии. Для основных пород характерна концентрация Ni, Cr, Co, Mg, Mn, что сближает их с ультраосновными. Специфичны Sc, Ca, V, Cu, Ti, Sb, F, P, Zn, Cd. Наименее характерны Be, Ta, U, Tl, Th, Cs, Cl, Rb, K, B.

Л.В.Таусон выделил основные геохимические типы базальтоидов. Большое информационное значение имеет коэффициент К (табл.), крайние значения которого разнятся в 52 раза.

При фракционной дифференциации основных магм соблюдается принцип "когерентности", т.е. сопряженное изменение содержания петрогенных и редких литофильных элементов – Y, Zr, Nb, La, Ce, Ba, Rb и др.

Геохимические типы	Na	K	Rb	Ba	Sr	Ni	Co	V	Cr	$K = \frac{Ba + Sr}{V + Cr}$
	%		г/т							
Толеитовый	2	0,2	2	15	110	100	30	350	300	0,2
Андезитовый	2,7	1,3	30	270	385	18	24	125	55	2,8
Латитовый	2,7	2,5	70	1470	1220	40	22	185	70	10,5

Окислительно-восстановительные условия формирования толеитовых базальтов различны. Наиболее восстановленные, содержащие только Fe^{2+} , предположительно непосредственно связаны с верхней мантией. В этих породах обнаружен Eu^{2+} - аналог щелочноземельных элементов, резко отличный от большинства других редких земель (TR^{3+}).

Менее восстановленные базальты содержат и фаялит (Fe_2SiO_4) и магнетит (Fe_3O_4). Наконец, для наиболее окисленных пород характерен только магнетит. Хорошим показателем щелочности базальтов служит отношение $\text{La}^{3+}/\text{Lu}^{3+}$.

С дифференциацией основной магмы связано образование медно-никелевых (Норильск, Кольский полуостров), титано-магнетитовых с V (Урал) и других рудных месторождений.



Протокристаллизация – этим термином Ферсман обозначил кристаллизацию ультраосновных и основных пород. Многие характерные элементы протокристаллизации имеют четные порядковые номера и валентности, малые радиусы ионов, большие ЭК.

В складчатых областях породы протокристаллизации слагают узкие и длинные офиолитовые пояса, простирающиеся на многие тысячи километров.

Геохимия минералов

Для минералов основных-ультраосновных пород характерны разнообразные элементы-примеси, накопление которых во многом объясняется законами изоморфизма.

Например, в оливинах концентрируются Ni^{2+} и Co^{2+} , способные изоморфно замещать Mg^{2+} и Fe^{2+} , причем в магнезиальных оливинах Ni больше, чем в железистых, что объясняется равенством радиусов ионов Ni^{2+} и Mg^{2+} . Mn больше концентрируется в железистых оливинах (до 1,3%), что также хорошо увязывается с близостью ионных радиусов Fe^{2+} и Mn^{2+} (0,080 и 0,091 нм).

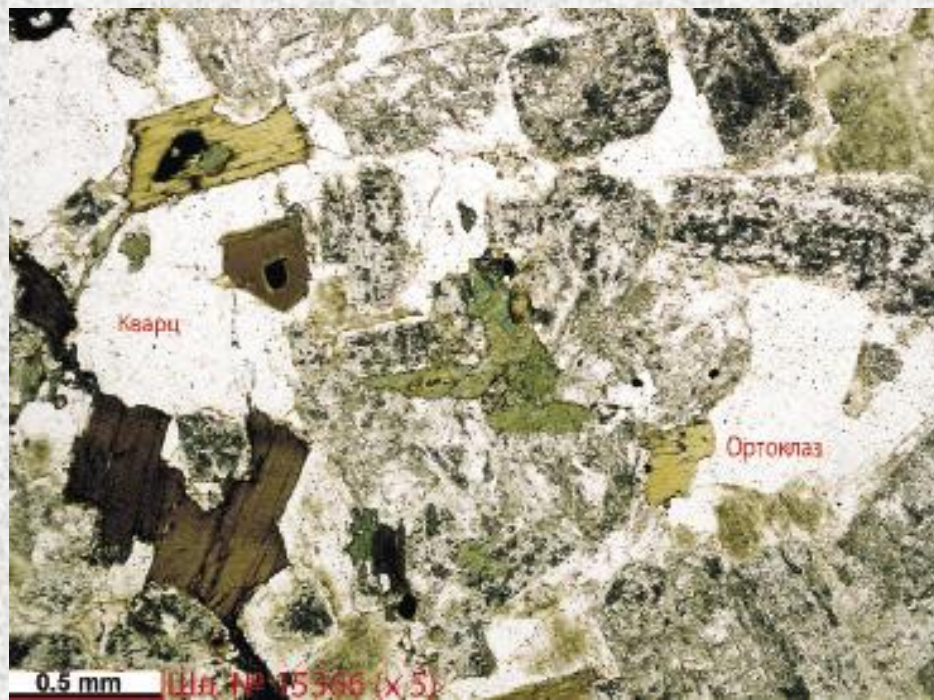
В пироксенах концентрируются Ni, Co, Cr, Mn, Sc, V и др., в амфиболах - Mn, Sc, Ni, Co, V, Zn , иногда Cr и другие элементы.

Таким образом, минералы основных и ультраосновных пород обладают наибольшей изоморфной емкостью (напомним, что примеси связаны не только с изоморфизмом, но и с образованием самостоятельных минеральных фаз).

Гранитоиды и другие кислые породы

Кислые и средние породы характеризуются содержанием SiO_2 более 52 мас.%. В отличие от пород протокристаллизации в кислых породах накапливаются нечетные элементы, ионы с валентностью 1 и 3 (Na^+ , K^+ , Rb^+ , Cs^+ , Cl^- , F^- , Al^{3+} и др.). Характерны большие радиусы ионов и, следовательно, низкие ЭК, определяющие низкие значения энергии решеток минералов (по сравнению с минералами основной магмы).

Ряды кларков концентрации характеризуют "гранитофильность" элементов: $\text{La} > \text{Tl} > \text{Be} > \text{Cl} > \text{U} > \text{Th} > (\text{K}, \text{Cs}) > \text{Rb} > \text{Ba} > \text{C} > > (\text{Pb}, \text{Ki}, \text{B}) > (\text{Sn}, \text{F}) > \text{Zr} > \text{Y} > \text{W} > (\text{Na}, \text{Bi}) > \text{Si} > (\text{Ga}, \text{N}, \text{Au}) > \text{In} > \text{O} > (\text{Ge}, \text{Se}, \text{Nb}, \text{Mo}, \text{Te}, \text{I}, \text{Hf}) > (\text{Hg}, \text{Al}) > (\text{As}, \text{Sr}) > \text{S} > \text{Br} > \text{P} > \text{Zn} > \text{Ag} > \text{Mn} > \text{Fe} > \text{Ca} > \text{Sb} > \text{Ti} > \text{V} > \text{Cu} (\text{Sc}, \text{Mg}, \text{Cr}) > \text{Co} > \text{Ni}$.



Геохимия минералов.

Породообразующие минералы гранитоидов обладают более низкой изоморфной емкостью и содержат меньше примесей, чем минералы основных пород. По В. В. Ляховичу, носителем и концентратором большинства редких и рудных элементов в гранитоидах является **биотит**.

В гранитоидах редкие элементы не только изоморфно входят в решетки главных минералов ("изоморфное рассеяние"), но и образуют микровключения собственных минералов ("минеральное рассеяние").

Подобные включения минералов U, Th, TR, Zn, Ti, Fe, Sn и других элементов характерны и для биотита. Например, Sn в биотите может изоморфно замещать Fe и Ti. Однако с помощью электронно-зондового микроанализатора установлено, что большая часть Sn в слюдах находится в форме микровключений касситерита и других акцессорных минералов.

Изучение минералов гранитоидов, особенно биотита, помогает выяснять генезис пород.

Геохимическая специализация гранитоидов.

Во многих гранитоидах повышены содержания рудных элементов, поэтому они получили наименования *редкометалльных, оловоносных, вольфрамоносных* и т.д.

Однако наиболее широко распространенной классификацией гранитоидов является классификация, начало которой было положено Б. Чаппелом и А. Уайтом в 1974 году.

Они выделили два различных типа гранитов – **S-граниты (sedimentary - осадочные)** и **I-граниты (igneous - изверженные)**, где S-граниты формируются при переплавлении осадочного материала, прошедшего цикл выветривания на поверхности Земли, а источником I-гранитов являются магматические (или метамагматические) породы.

Позже, в 1979 году был выделен третий тип гранитов – **M-граниты (mantle - мантийный)**, которые формируются при плавлении субдуцируемой океанической коры или вышерасположенного мантийного клина.

Четвертый тип гранитов – **A-граниты (anorogenis – анорогенный, anhydrous – безводный или alkaline - щелочной)** могут проявляться в анорогенной обстановке. Природа гранитов такого типа наиболее дискуссионна.

Гранитоиды каждого из основных выделенных типов имеют определенные химические особенности состава и различия в минералогии.

Среди российских геологов широкое распространение получила геохимическая классификация гранитоидов Л. В. Таусона:

Гранитоиды толеитового ряда – кислые производные толеитовой магмы. Они бедны K_2O , летучими компонентами, литофильными (Rb, Li, Be, Nb, Ta, Pb) элементами и элементами группы железа (Cu, Ni, Co).

Гранитоиды андезитового ряда – кислые производные андезитобазальтовой магмы, формирующейся в островодужных обстановках. Содержание литофильных элементов выше, чем в толеитовых, но ниже, чем в среднем по гранитам.

Гранитоиды известково-щелочного ряда – образуют крупные массивы, батолиты или пояса и формируются в геодинамических обстановках активных континентальных окраин невадийского типа и в центральных частях структурно-магматической зональности калифорнийского типа. По геохимическим характеристикам, наиболее близки к кларку для гранитоидов.

Гранитоиды латитового ряда – кислые производные трахиандезитовой (латитовой) магмы, формирующиеся в тыловых частях окраин невадийского типа или внутриконтинентальных зонах Беньюфа. Характеризуются высокими содержаниями Ba, Sr.

Гранитоиды плюмазитового редкометального ряда – широко проявлены в геодинамических обстановках активных континентальных окраин калифорнийского и андийского типов, в континентальных рифтовых зонах, в областях внутриплитного магматизма. Характеризуются обогащением редкими элементами, такими как Li, Rb, Sn, W, Nb, Ta, Be, F и летучими компонентами. Их ещё называют литий-фтористыми гранитами или онгонитами

Выделяются также **редкометальные гранитоиды щелочного ряда** на примере гранитов Забайкалья. Они близки к предыдущему типу гранитов, но отличаются повышенными содержаниями Ba и Sr.

Ультраметаморфические граниты – образуются при мигматитизации и последующем палингенном выплавлении анхиэвтектических гранитоидных расплавов. Они характеризуются низким уровнем содержаний летучих компонентов, очень высокими концентрациями Ba и минимальными содержаниями элементов группы железа (V, Cr, Ni, Co).

Щелочные породы

Основоположник геохимии щелочных пород А.Е.Ферсман. Для щелочной магмы характерно высокое содержание Na и K (до 15%). Количество SiO_2 понижено, и породы не содержат кварца. Некоторые представители этих пород не содержат и полевых шпатов, а только нефелин и другие фельдшпатоиды.

По содержанию SiO_2 щелочные породы относятся к ультраосновным, основным и средним. Для щелочных пород характерна концентрация Li, Rb, Cs, Ca, Sr, Ti, Zr, Hf, Th, Nb и Ta, U, Ga, Tl, P, F и Cl.

Судя по резкому преобладанию Fe^{3+} над Fe^{2+} , наличию CeO_2 (а не Ce_2O_3) в некоторых видах щелочной магмы господствует относительно окислительная обстановка (уртит, луюврит, хибинит и др.). Известны и щелочные породы, формировавшиеся в более восстановительных условиях, где $\text{Fe}^{3+} = \text{Fe}^{2+}$ (нефелинит) или даже $\text{Fe}^{2+} > \text{Fe}^{3+}$ (ийолит, эсексит).

Для многих щелочных магм характерен **агпаитовый тип кристаллизации** – сначала кристаллизуются бесцветные минералы, а потом темноцветные, т.е. порядок кристаллизации прямо противоположен порядку кристаллизации из других магм. Для многих щелочных магм характерна **высокая концентрация летучих компонентов** – F, Cl, CO_2 , S, P и других.

С **коэффициентом агпаитности** $[(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3]$ хорошо коррелируются отношения Ce/Nd и Cs/Rb.

Важнейшая особенность щелочных пород – **разнообразие минералов**. Главные минералы щелочных пород - нефелин, пироксены, полевые шпаты, апатит. Минералы щелочных пород сложны по составу и содержат элементы-примеси, входящие в решетку на основе изоморфизма; редкие и рассеянные элементы сосредоточены в апатите (Sr, PЗЭ), нефелине (Rb, Cs, Ga), сфене (Nb, Ta), титаномагнетите (V).

Л.С.Бородин наметил три способа формирования щелочных пород.

1. Дифференциация базальтовой магмы с образованием существенно нефелиновых пород - уртитов.

2. Выплавка из мантии. Сюда относятся месторождения апатитов и щелочные породы с ниобиевыми, циркониевыми, редкоземельными рудами, а также карбонатиты. В рифтах Восточной Африки, судя по изотопному отношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, щелочные породы имеют мантийное происхождение. Глубина образования магмы около 150 км.

3. Нефелинизация и альбитизация пород под действием мантийных щелочных растворов и эманаций на гранитоиды и осадочно-метаморфические породы. В результате образуются нефелиновые сиениты и альбититы, которые также местами обогащены редкими металлами.

Со щелочными породами генетически связаны **карбонатиты** – существенно карбонатные породы, состоящие из кальцита, доломита и анкерита. Сначала их принимали за осадочные известняки или скарны, затем доказали магматическое происхождение. Нередко они занимают жерла древних вулканов и лавовые потоки. **Карбонатный расплав** - продукт кристаллизации недонасыщенного кремнеземом расплава очень богатого летучими компонентами (CO_2 , P_2O_5 , F, H_2O).

В карбонатитах известны апатит-магнетитовые и редкометально-редкоземельные руды. Некоторые карбонатиты содержат промышленные залежи флогопита. Особенно ценен Nb, содержание которого достигает 0,1%, иногда целых процентов. Nb входит в состав пирохлора - $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2\text{O}(\text{OH}, \text{F}, \text{O})$.

Пегматиты

Геохимические исследования пегматитов были начаты А.Е.Ферсманом.

Наиболее распространены и практически важны гранитные пегматиты - источники Ta, Li, Cs, оптического флюорита, ювелирных камней, полевого шпата, слюды, пьезокварца и другого ценного сырья. Пегматиты щелочной магмы содержат руды Nb и TR. Пегматиты основных и ультраосновных пород значительно менее распространены, практическое значение их невелико.

Анализ физико-химических условий образования гранитных пегматитов показал, что они формируются на глубинах от 2 до 15 км и более. В зависимости от глубины формирования и других параметров выделяют разные формации пегматитов.



Пегматитовый расплав богат H_2O , CO_2 , F^- , H_3BO_3 и другими летучими, а также K, Na, Li, Rb, поэтому он может быть в жидком состоянии при довольно низких температурах (добавка в силикатный расплав 1% Li_2O понижает температуру его застывания до 550°C).

По валовому составу пегматитовый расплав близок к гранитной магме, отличается от нее несколько повышенным содержанием O_2 (по Ферсману, в среднем 50,83%), очень низким содержанием Mg (0,06%), накоплением летучих, ряда редких и рассеянных элементов.

Особенно характерно накопление редких ионов больших (Cs^+ , Rb^+ , Tl^+ и др.) и очень малых (Be^{2+}) размеров, которые не могли войти в решетки минералов протокристаллизации и гранитов. В гранитных пегматитах содержание Li по сравнению с габбро возрастает в 1000 раз (до 0,15%), B - в 25 раз, Rb - в 100 раз. Резко растет количество Cs, Nb и Ta, Be и других микроэлементов.

Для формирования пегматитов характерна геохимическая эволюция, в ходе которой содержания Mg, Fe, Ti, Sc, Ba, Zn убывают, а Rb, Tl, Cs, Ga, Ta, Pb, Bi, Sb - возрастают. При этом также закономерно меняются отношения Nb/Ta, Rb/Cs, $\text{TR}_{\text{Ce}}/\text{TR}_{\text{Y}}$, Zr/Hf, Ti/Nb, Ba/Rb, Ba/Sr и т.д.

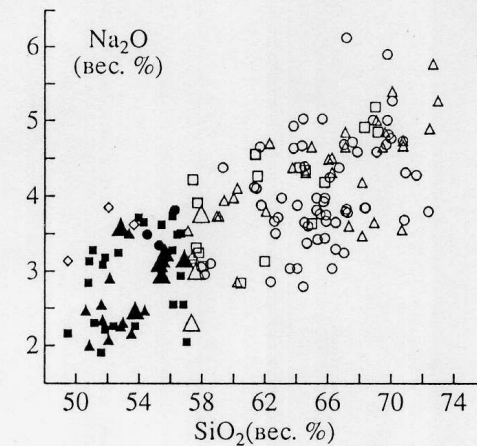
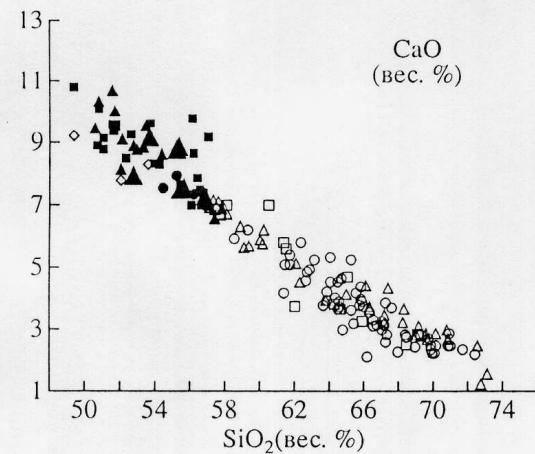
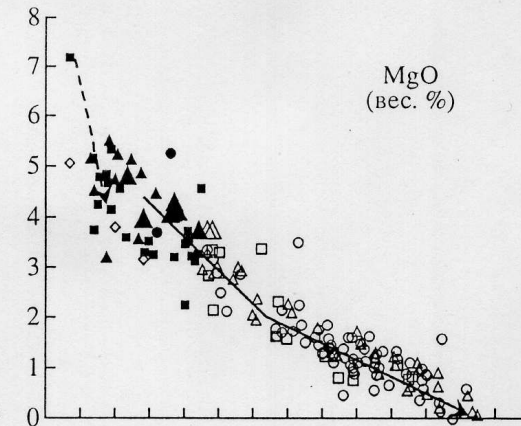
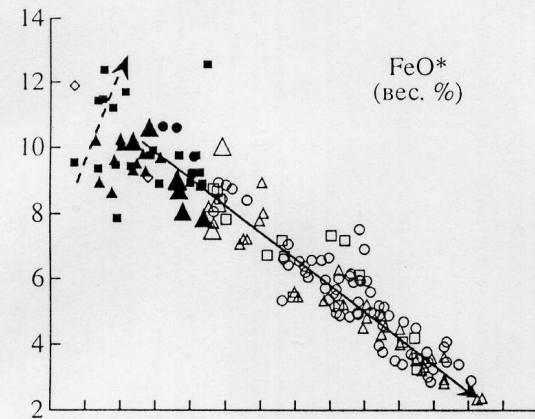
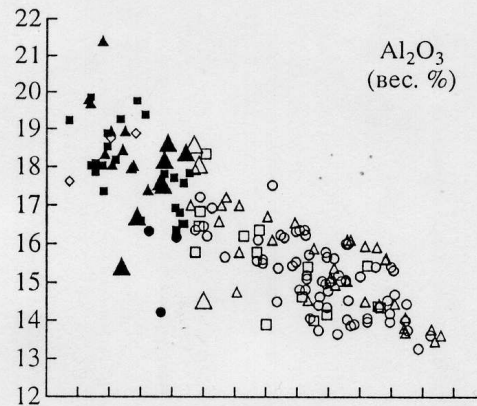
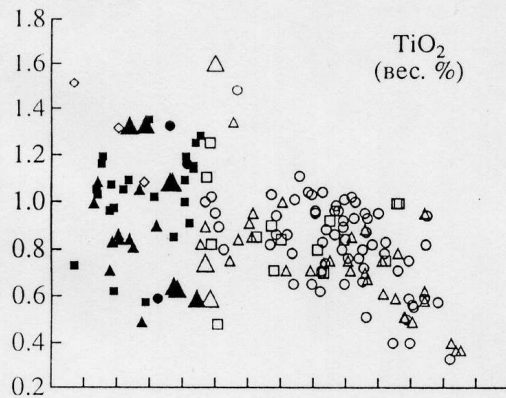
Кроме преобладающих по массе кварца, полевых шпатов и слюд в пегматитах содержатся также другие силикаты и оксиды - минералы редких земель, ниобо-танталаты, цирконосиликаты и др. Характерны также флюорит и апатит. Многие изоморфные пары элементов сходны с теми, которые характерны для щелочных пород.

Использование геохимических данных при изучении магматических пород

Просмотр таблиц полученных геохимических данных может, на первый взгляд и не выявить каких-либо закономерностей вариаций тех или иных элементов. Следовательно, необходимо определить способы упрощения и наглядности представления геохимических данных.

Наиболее подходящим для этих целей является построение диаграмм, иллюстрирующих табличные материалы.

	OK-15	OK-16	OK-47	OK-55	OK-61	OK-78	OK-83	OK-96	OK-154	OK-150	OK-102	OK-105	OK-52	OK-58	OK-66
	1193	1194	1195	1197	1199	1202	1203	1205	1214	1213	1206	1207	1196	1198	1200
Li	0,41721	0,04123	0,65384	0,02540	0,24662	0,42002	0,80210	1,37059	0,22409	2,11996	1,15173	7,86081	23,28661	0,17466	5,72237
Be	0,02119	0,01880	0,06731	0,01073	0,12078	0,05615	0,06861	0,01409	0,01563	0,01777	0,06767	0,06691	0,85072	0,01775	0,04251
Sc	22,30082	6,12257	4,15634	6,37197	10,95786	8,18385	11,38240	2,78313	30,27920	32,07106	4,51423	4,17203	9,96883	6,35902	31,68364
Ti	62,60040	28,62742	8,86285	15,70873	83,27390	52,05226	203,15056	9,33485	117,88304	755,87994	2,50313	6,40207	2527,19805	23,24073	219,14692
V	33,14058	24,28772	6,66329	10,56861	25,47694	17,40200	33,43846	3,11555	56,81578	24,38877	3,98940	14,28626	84,75337	9,40124	95,41989
Cr	2209,81381	1969,99420	392,20575	652,82837	684,11193	740,81213	781,45915	244,00571	1557,52515	339,90536	233,60909	481,76800	45,48703	773,81218	841,45508
Mn	367,57924	455,53026	773,16506	387,32530	433,93133	455,23140	492,78667	140,82106	378,29082	708,91506	1273,46620	368,76461	372,09550	288,44211	328,07857
Co	76,84672	77,59847	61,81420	70,74988	63,54314	31,31747	194,20300	109,86271	67,94663	47,00851	53,45562	34,79809	12,47593	79,16901	22,22479
Ni	866,83685	864,88286	642,67281	1284,43690	684,10961	360,91339	449,31079	632,39627	534,41406	459,63251	859,51029	699,29830	16,67801	703,82068	83,77943
Cu	4,24922	1,34101	450,36159	16,75230	15,72640	92,22411	1021,47698	352,20060	2,02108	5,70642	12,29027	23,85684	28,00959	13,09761	1,37365
Zn	16,12580	22,24415	67,51917	10,49655	10,87494	14,93927	21,31113	29,94803	12,41048	25,25779	6,14127	164,04872	43,45035	6,55441	7,20455
Ga	0,59633	0,80185	0,34059	0,26987	2,51076	2,63967	2,38900	0,51180	1,06000	2,04816	0,42322	2,35520	14,55542	0,52078	1,49185
Ge	0,53465	0,69922	0,20020	0,53850	0,46174	0,64731	0,72860	0,50476	0,57420	0,31934	0,30261	1,16311	1,00229	0,60758	0,61766
Rb	0,20596	0,05348	1,62460	0,07442	0,33458	0,20383	1,34735	0,06522	0,05368	0,35505	0,41798	0,04461	47,85948	0,16484	1,00214
Sr	7,58448	5,54798	298,34982	5,84638	8,28615	3,92819	23,01096	1,33447	4,63701	4,65361	277,21409	41,32908	174,74034	3,73925	9,59000
Y	0,29382	0,23543	0,78815	0,03747	0,52789	1,23394	0,63421	0,23232	0,83511	7,20354	0,22778	0,49667	5,99902	0,09135	1,00139
Zr	0,24702	0,28845	1,15640	0,10924	0,51401	1,88014	6,54278	0,61330	0,52643	4,15430	0,24797	0,42945	9,53381	0,28201	0,41035
Nb	0,02155	0,08884	0,01953	0,01276	0,20822	0,47046	0,59150	0,01411	0,02067	0,17892	0,00345	0,00583	5,57415	0,02863	0,01621
Mo	0,05188	0,12342	0,85315	0,04225	0,04313	3,91431	0,13252	0,60658	0,04709	0,08495	0,18482	1,25407	0,16444	0,13215	0,02954
Ag	0,02111	0,00920	8,34276	0,26018	0,12377	0,05703	0,27677	5,23873	0,02379	0,03768	0,07839	4,21738	0,50519	0,11738	0,00254
Cd	0,03280	0,01313	1,60333	0,04520	0,06777	0,03278	0,07709	0,34486	0,01482	0,20997	0,23891	6,18963	0,11981	0,10038	0,05477
Sn	0,07090	0,03945	0,11447	0,05034	0,26852	0,45421	0,30500	0,08732	0,08947	0,09722	0,06568	0,06572	1,09300	0,58968	0,08681
Sb	0,44976	0,39601	331,01137	9,26068	1,55248	1,11869	3,90895	6,10855	0,53822	0,10302	0,71109	2,26613	11,17471	1,40084	0,16871
Te	0,10604	0,12356	0,23520	0,13990	0,16217	0,08693	0,12912	0,39827	0,07657	0,05767	0,11403	0,85287	0,01117	0,15536	0,01609
Cs	0,25701	0,00227	0,05074	0,00740	0,26275	0,08439	0,15867	0,00724	0,00397	0,00726	0,01211	0,00726	0,87703	0,02056	0,04430
Ba	1,17652	0,26785	9,68895	1,05428	3,05977	2,42185	27,95158	2,27187	1,15515	2,99610	1,51212	1,07841	674,56443	1,57998	5,71172



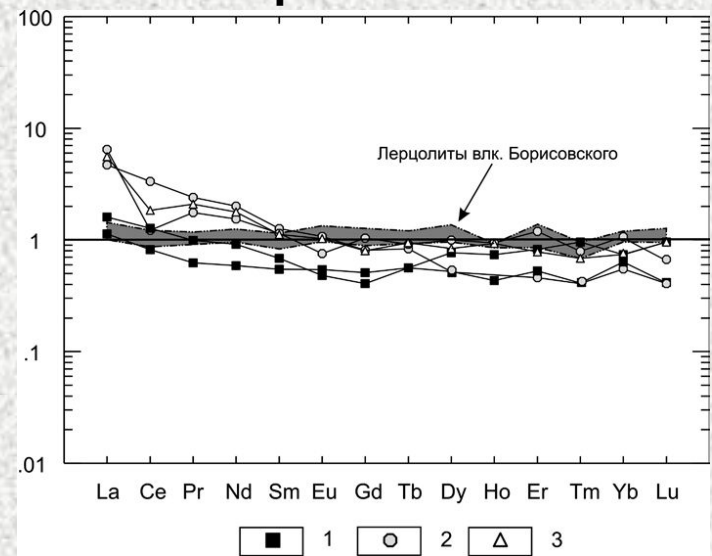
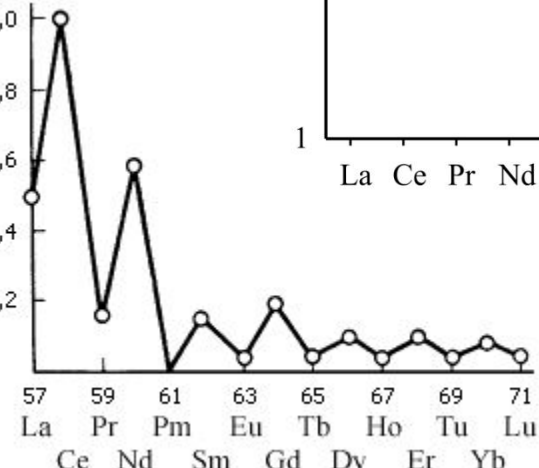
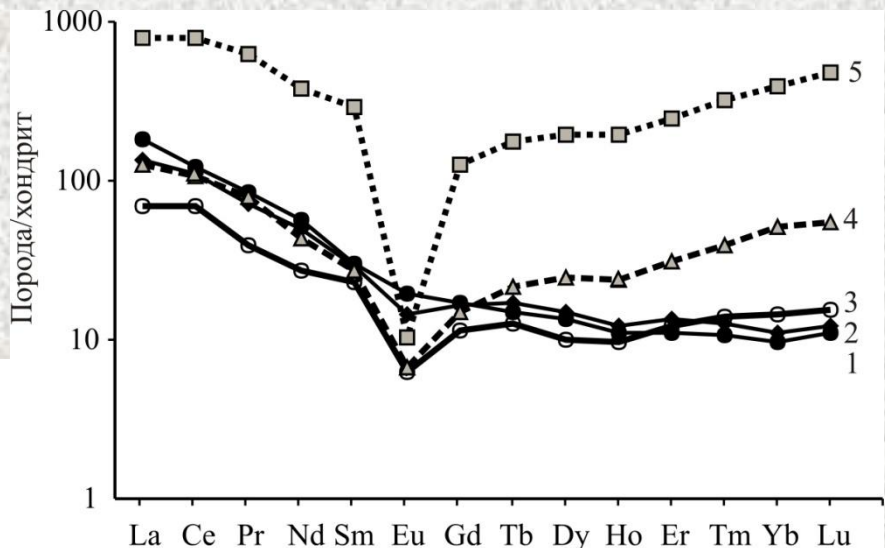
С этой целью обычно используются **двойные диаграммы** (диаграммы Харкера), на которых по оси X – SiO_2 (для основных – ультраосновных пород – может быть MgO), а по оси y – остальные петрогенные и некоторые наиболее информативные элементы-примеси.

Точки на диаграммах нередко группируются вдоль прямой, которая называется **трендом**. Такие тренды обычно имеют геологический смысл и отражают процессы эволюции магматических расплавов, например, процессы смешения, ассимиляции, кристаллизационного фракционирования, частичного плавления.

РЗЭ являются одними из наименее подвижных элементов, поэтому их содержания наиболее корректно отражают состав первичных магматических пород.

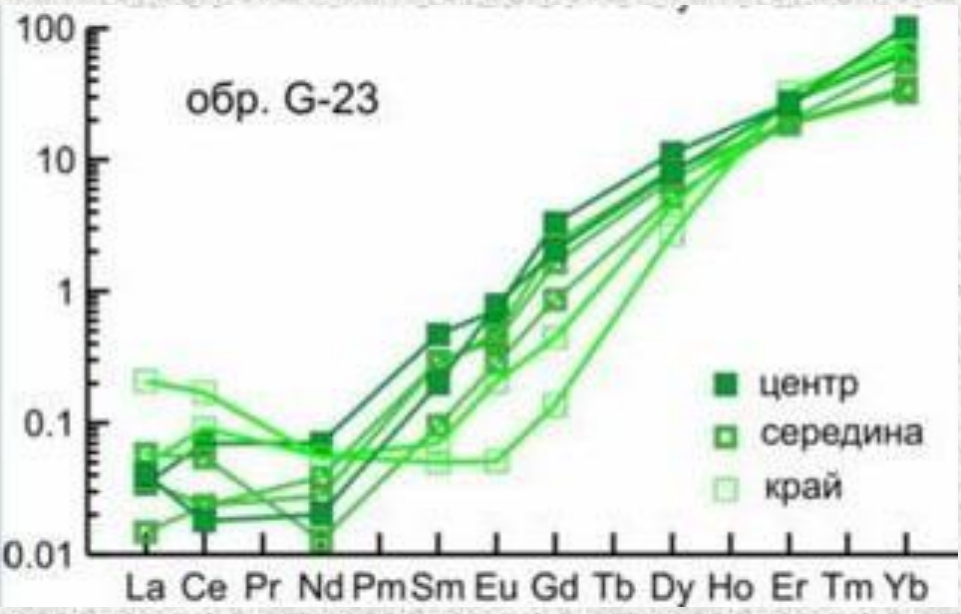
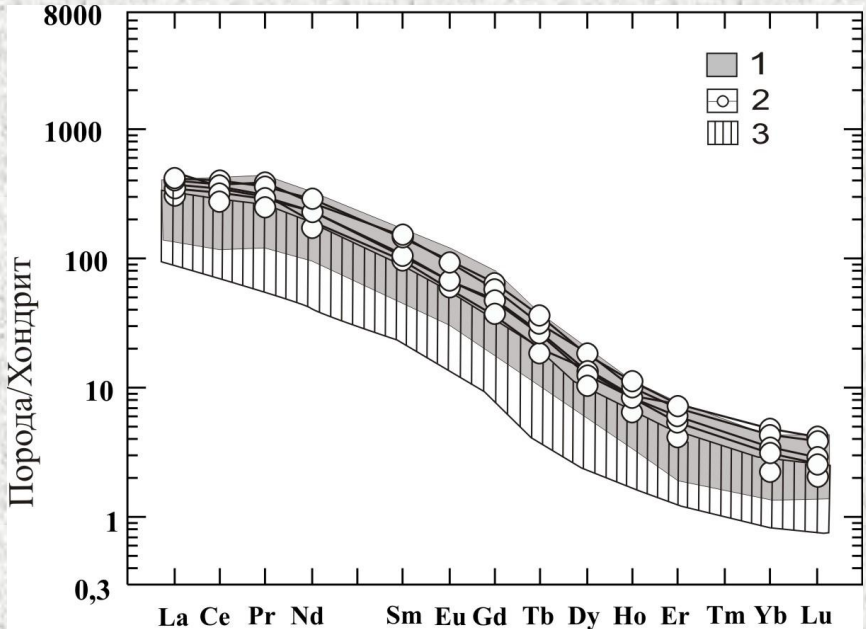
Тренды распределения РЗЭ в магматических породах контролируются содержанием РЗЭ в источнике и равновесиями минерал-расплав, имеющими место в процессе эволюции породы.

Европиевая аномалия контролируется, главным образом, ПШ, так как Eu является совместимым компонентом для них. Например, если в процессе фракционной кристаллизации или при частичном плавлении PI остается в источнике, то наблюдается отрицательная Eu-аномалия в расплаве.



Деплетирование промежуточных РЗЭ относительно легких и тяжелых контролируется, главным образом, NbI, поскольку РЗЭ являются совместимыми с NbI, в особенности, в ряду Dy-Er.

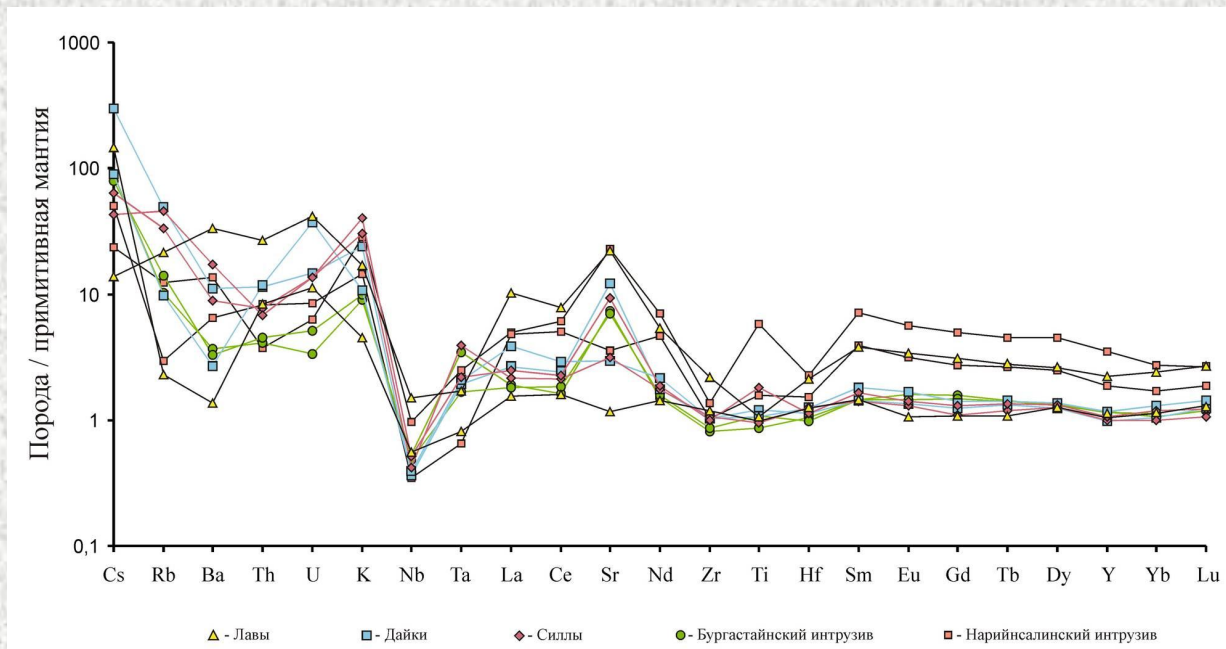
Деплетирование тяжелых РЗЭ относительно легких, чаще всего указывает на присутствие граната в источнике, так как коэффициенты распределения HREE намного больше чем LREE.



Мультиэлементные диаграммы или **спайдер-диаграммы** (spider - паук) состоят из существенно более разнородного набора элементов-примесей, по сравнению с графиками РЗЭ. Соответственно, они характеризуются большим количеством аномалий, отражающих поведение различных групп элементов-примесей.

Как правило, элементы в спайдер-диаграммах располагаются в зависимости от степени несовместимости, от наименее совместимых (например, Rb) до более совместимых (например Yb).

Часто наблюдается контрастное поведение более подвижных LILE и менее подвижных HFSE. Так, содержания LILE могут зависеть от поведения флюидной фазы и характера вторичных процессов, тогда как содержания HFSE контролируются составом источника и зависят от процессов, происходящих в магматической камере.

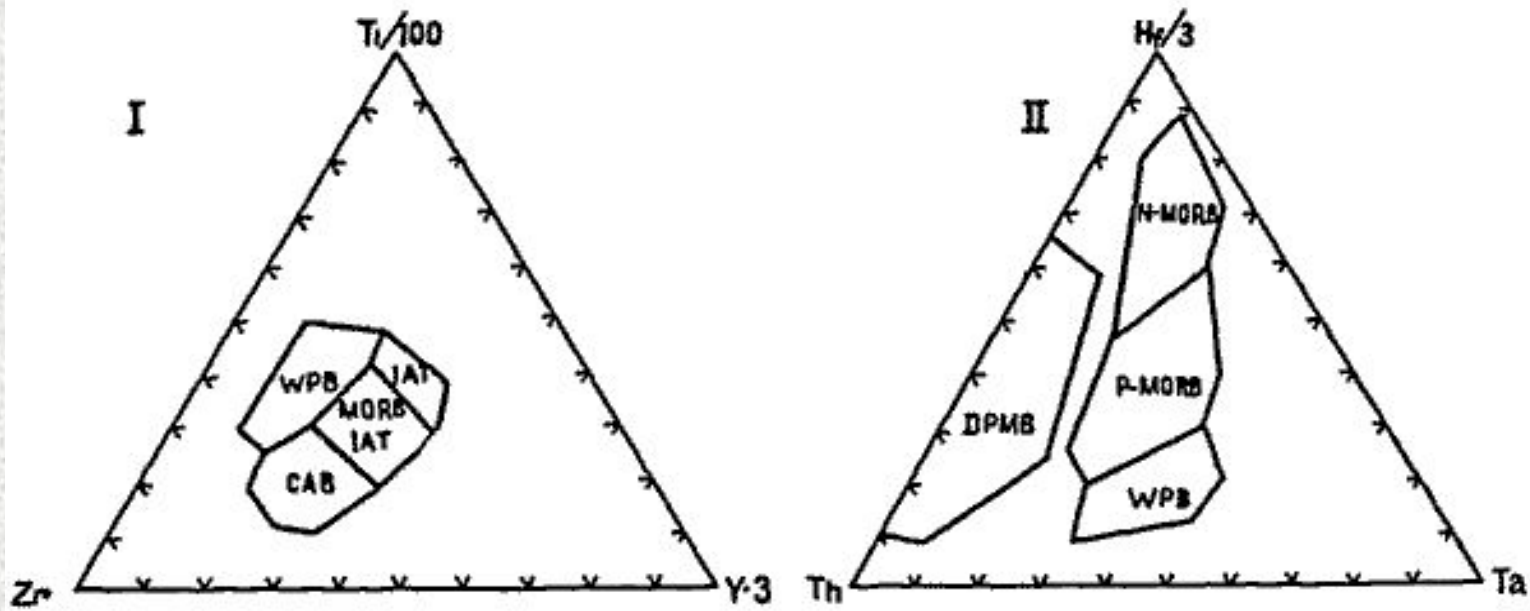


Важным аспектом использования элементов-примесей, является **моделирование геохимических процессов**.

Оно проводится на основе уравнений, которые описывают различные процессы образования магматических пород – частичное плавление, фракционная кристаллизация, контаминация и др. Полученные после расчетов значения содержаний элементов-примесей наносятся на различные диаграммы, где сравниваются с истинными (измеренными) значениями.

Еще одним из наиболее применяемых в настоящее время методов использования геохимических данных является **реконструкция геодинамических обстановок** формирования магматических комплексов, что связано с разработкой теории тектоники литосферных плит.

Для реконструкций используется целый спектр двойных и тройных диаграмм, основанных преимущественно на содержаниях элементов-примесей. Диапазон реконструируемых при помощи дискриминационных диаграмм геодинамических обстановок включает обстановки, характерные для формирования пород как основного, так и кислого составов. Кроме того, породы определенных геодинамических обстановок могут иметь свои особенности как в распределении РЗЭ, так и на мультиэлементных (спайдер-) диаграммах.



Диаграммы для разделения базальтов различных геодинамических

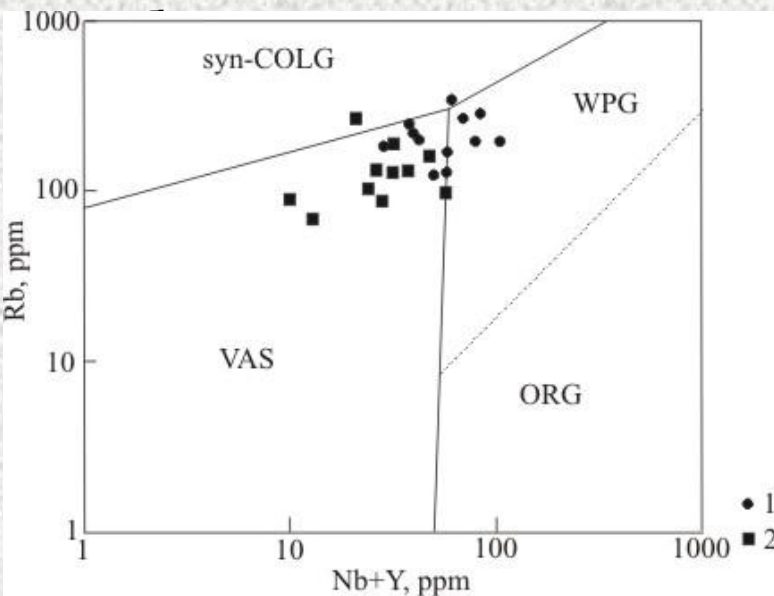


Диаграмма Пирса для гранитов

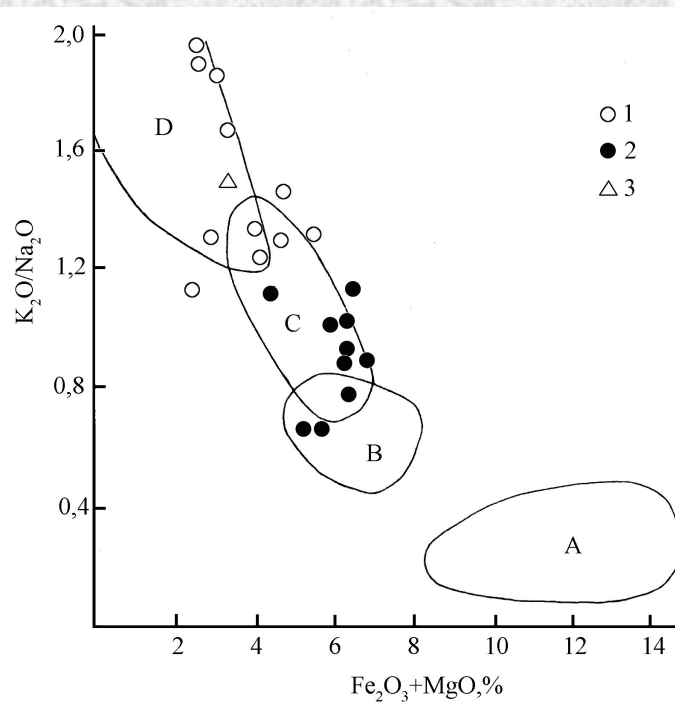


Диаграмма М. Р.

Бхатия:

поля, характеризующие песчаники различных тектонических обстановок:

А – океанические островные дуги, В – континентальные островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная