



Общая геохимия

Лекция 15-16

Геохимия магматических процессов

AN INTRODUCTION TO
IGNEOUS AND
METAMORPHIC
PETROLOGY



2001

JOHN D. WINTER

IGNEOUS AND
METAMORPHIC
PETROLOGY

— SECOND EDITION —

MYRON G. BEST

2003

 Blackwell
Publishing

Российская Академия наук
Дальневосточное отделение
Дальневосточный геологический институт

МАРТЫНОВ ЮРИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ

ОСНОВЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОХИМИИ

Учебное пособие издано при финансовой поддержке ДВО РАН

Научный редактор, академик А.И. Ханчук
Латынь и цифры выверены


Владивосток
Дальнаука
2010

В. С. Антипин, В. А. Макрыгина

ГЕОХИМИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Учебное пособие

Рекомендовано

*УМО по классическому университетскому образованию
в качестве учебного пособия для студентов,
обучающихся по направлению 020300 – Геология*

Второе издание, исправленное и дополненное

*Ворогову Александру Бор
от авторов*



В.А. Макрыгина
В.С. Антипин

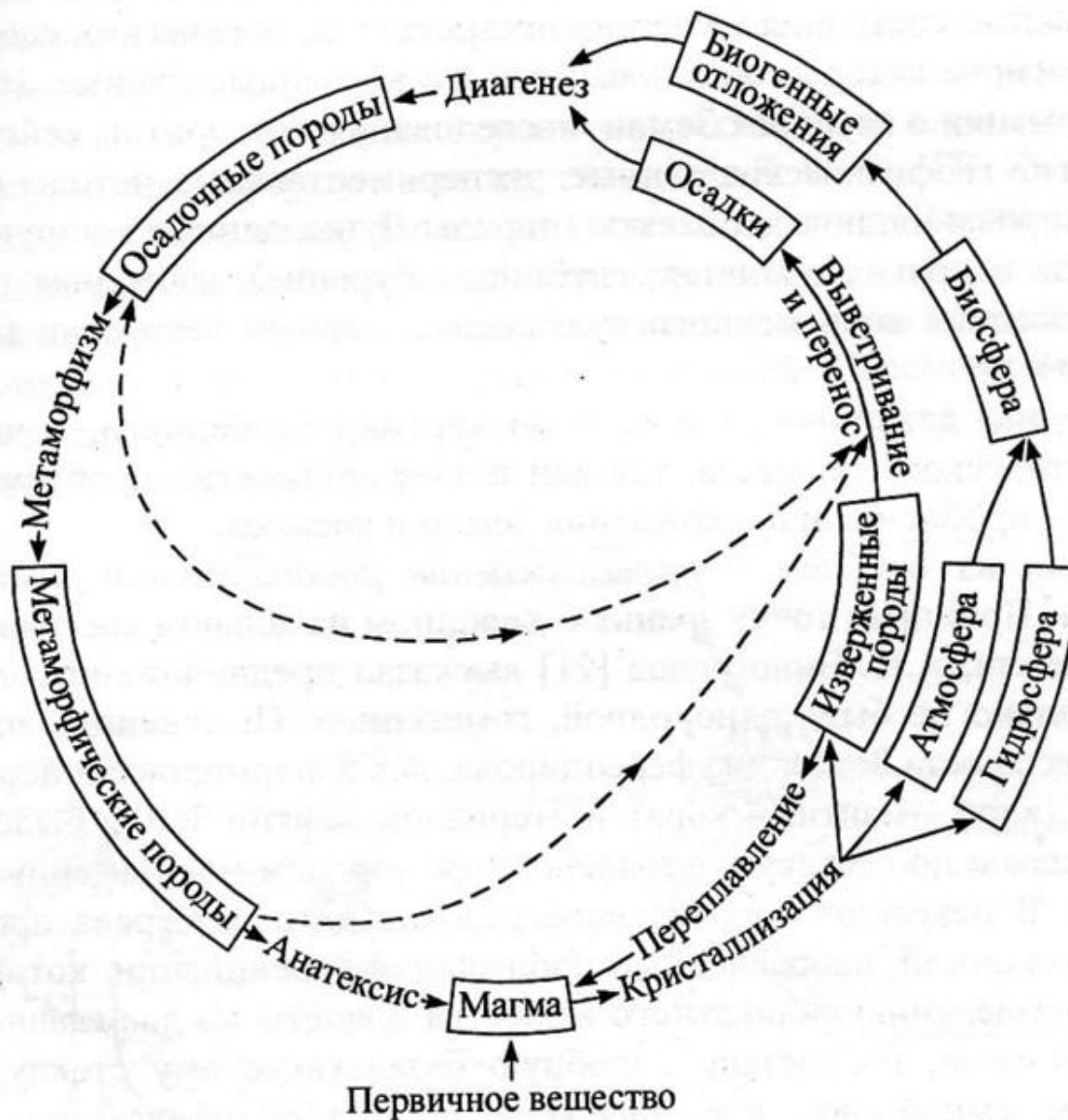


Рис. 35. Геохимический цикл (Б. Мейсон)

Геохимический цикл

Классификация геохимических процессов

- Главными критериями классификации являются значения интенсивных параметров: температуры T и давления P .
- Выделяются две крупные группы процессов: **эндогенные** (область высоких температур и давлений) и **экзогенные, гипергенные** (приповерхностная область низких, в том числе отрицательных, температур и атмосферного давления).

- **Эндогенные процессы** делятся на:
- **магматические**, протекающие в высокотемпературном расплаве и на его контакте с твердыми горными породами;
- **метаморфические**, происходящие в твердых породах под воздействием высоких температур и давлений;
- **гидротермальные** в широком смысле, к которым следует отнести все высокотемпературные процессы, в которых участвует вода (водный раствор) как самостоятельная фаза, в том числе и в надкритической области.

Задачи, решаемые при изучении магматических пород с помощью главных и редких элементов

- Классификация магматических пород.
- Изучение закономерностей эволюции магматических серий, комплексов (реконструкция обстановок процессов плавления и эволюции магматических систем).
- Определение геодинамических обстановок формирования магматических комплексов.

- **Магма** – смесь расплава, кристаллов и флюидной фазы, способная к перемещению.
- **Магма** (греч. — месиво, густая мазь) представляет собой природный, чаще всего силикатный, огненно-жидкий расплав, возникающий в земной коре или в верхней мантии, на больших глубинах, и при остывании формирующий магматические горные породы.
- При застывании магмы образуются **магматические породы**.
- Излившаяся магма - это **лава**.



Stromboli (Italy)



- В магме содержатся практически все элементы, среди которых:
- Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Ti, Na, а также различные летучие компоненты (оксиды углерода, сероводород, H, F, Cl и др.) и парообразная вода.
- Летучие компоненты при кристаллизации магмы на глубине частично входят в состав различных минералов (амфиболов, слюд и прочих).
- В редких случаях отмечаются магматические расплавы несиликатного состава, например щёлочно-карбонатного (вулканы Восточной Африки) или сульфидного. По мере продвижения магмы вверх, количество

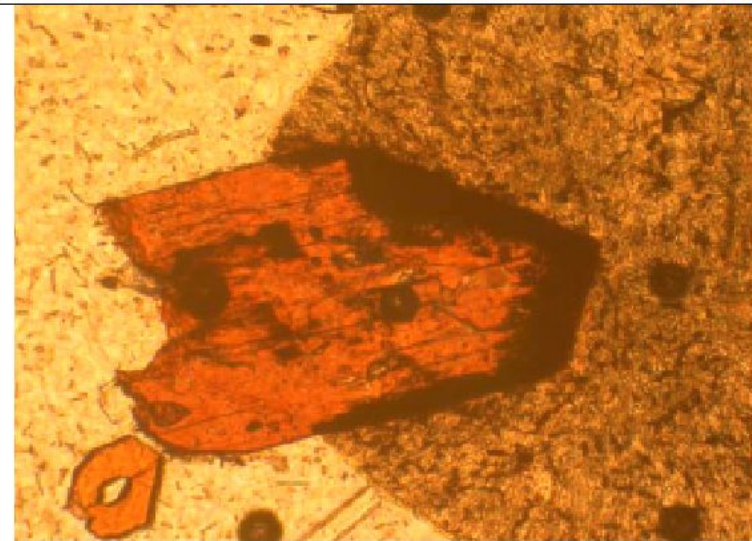
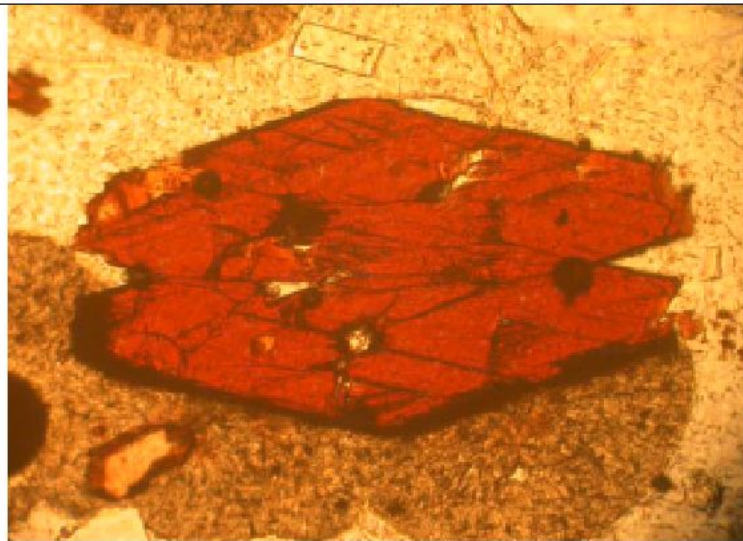
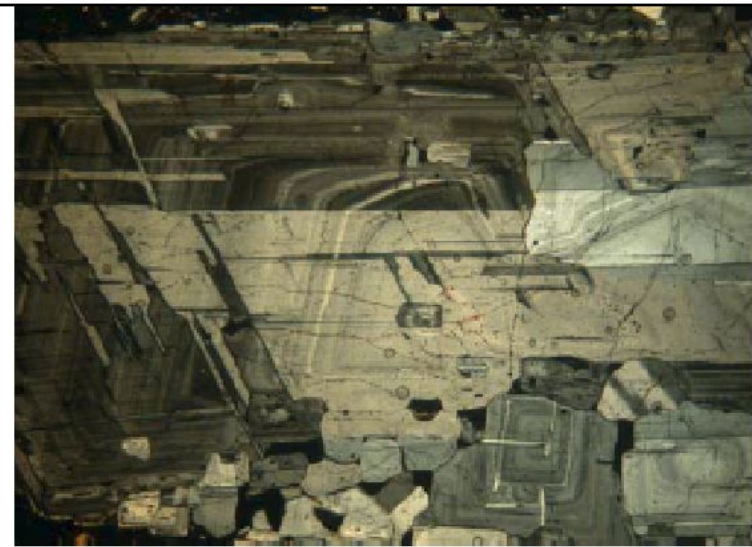
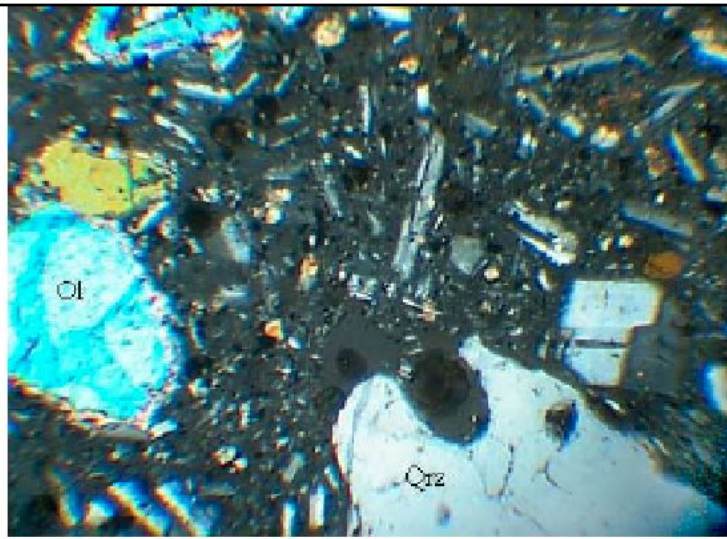
- **Состав магмы.** Магма представляет собой гетерогенный расплав, состоящий из тугоплавких и летучих компонентов. Еще М. Фарадей в 1834г. установил электропроводность силикатных расплавов (доказательство их ионизации).
- Главными катионами магмы являются Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , а анионами – комплексные силикатные и алюмосиликатные анионы типа SiO_4^- , AlO_4^{5-} , $\text{AlSi}_2\text{O}_6^-$ и т. д.
- Многие факты указывают на существование в магме так называемых сиботаксических групп, т.е. участков с упорядоченным строением

- Для них характерны комплексные силикатные и алюмосиликатные анионы. К сиботаксическим группам относятся, вероятно, и группировки, состоящие из Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и других катионов и кислорода, образующие октаэдры (Н.В. Белов).
- Таким образом, магма состоит в основном из обрывков полимерных цепочек силикатных и алюмосиликатных анионов. Количество цепочек и их относительная молекулярная масса зависят от T . Так, в расплаве кварцевого песка при $T = 1250^\circ\text{C}$ имеются агрегаты, содержащие до 500 молекул, а при 1320°C – только порядка 40.

- Большое влияние на полимеризацию оказывает вода: с увеличением ее количества вязкость расплава уменьшается. Газы также увеличивают подвижность магмы и понижают температуру ее плавления.
- Главным летучим компонентом большинства магм являются водяные пары; их содержание колеблется от 0.5 до 8 %. По А.А. Кадику, при давлении 1 кбар кислые расплавы могут растворить 3.3 % H_2O , основные – 3 %, ультраосновные – 2%. При 5 кбар кислые магмы способны растворить уже 13 % H_2O , основные – 8 % и ультраосновные – 4-5 %.

- При 10 кбар гранитная магма способна растворить 22 % H_2O , а базальтовая – 14%.
- Часть воды, растворенной в магме, диссоциирована, часть связана в соединениях типа $\text{Si}(\text{OH})_{4-6}$, ROH и т. д., а часть находится в молекулярной форме.
- Углекислого газа в магме приблизительно в 20 раз меньше, чем воды. При давлении, к примеру, 3-5 кбар растворимость CO_2 в кислых и основных магмах достигает 0.1–0.6 %.

- Магмы по химическому составу делятся на силикатные, карбонатные, фосфатные, сульфидные и т.д. Наиболее распространены в земных условиях силикатные магмы.
- **Базальтовая** магма имеет большее распространение. В ней содержится около 50 % кремнезема, в значительном количестве присутствуют Al, Fe, Ca, Mg, в меньшем Na, K, Ti, P. По химическому составу базальтовые магмы подразделяются на **толеитовую** (перенасыщена кремнеземом) и **щелочно-базальтовую** (оливин-базальтовую) магму, (недосыщенную кремнеземом, но обогащенную щелочами).
- **Гранитная** (риолитовая, кислая) магма содержит 60-65 % кремнезема, она имеет меньшую плотность, более вязкая, менее подвижная, в большей степени, чем



- Признаки смешения основной и кислой магмы в продуктах извержения вулкана Кизимен, Камчатка. А) Вкрапленники кварца и оливина. Б) Сложнозональные вкрапленники плагиоклаза; В, Г) Вкрапленники роговой обманки на границе контрастных по составу расплавов.
- Плечов, 2008.

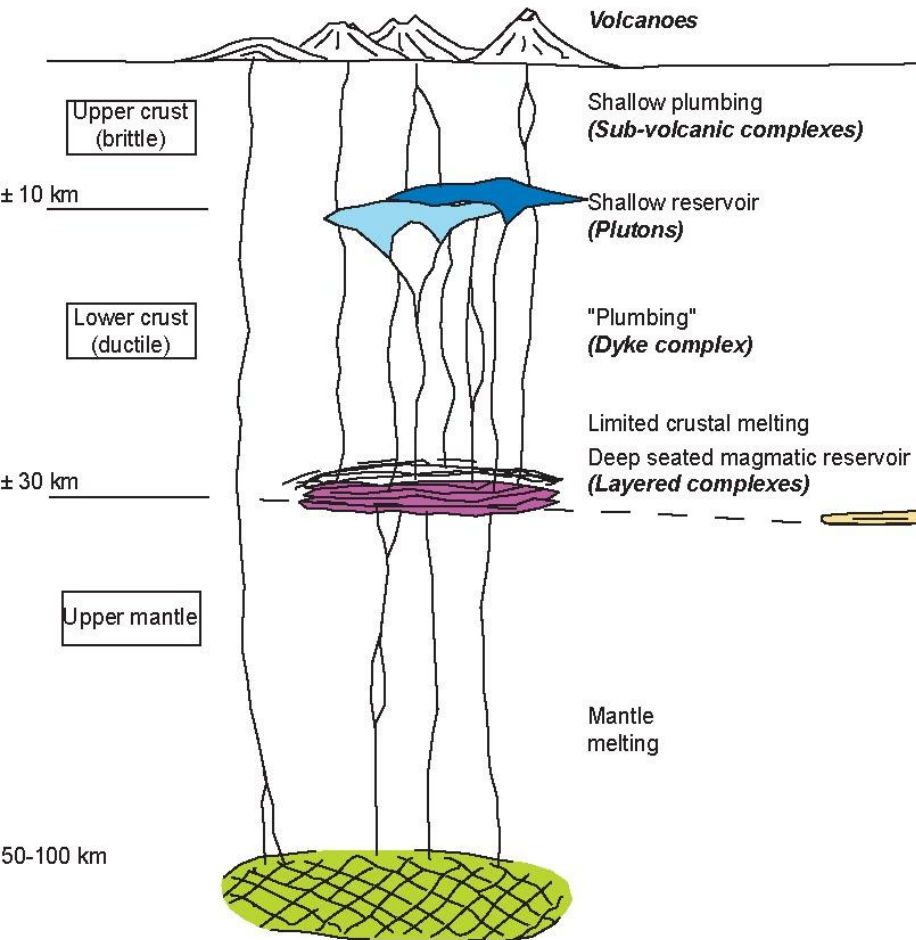
- Магматические процессы охватывают земную кору и часть верхней мантии. При вулканических извержениях магма достигает земной поверхности.
- Очаги гранитоидного магматизма залегают на глубинах от 8 до 25 км от земной поверхности. На основе косвенных геологических и геохимических данных предполагают, что становление и кристаллизация гипабиссальных гранитных интрузий возможны даже на глубине 1-5 км.
- Для базальтовой магмы приводятся значительно большие глубины – 50-500 км.

- Глубина магматического очага Ключевского вулкана на п-ве Камчатка 60 км, Мауна-Лоа (Гавайи) – 42-47, Этны – 70 км и т. д.
- Магматизм, очаги которого формируются в коре, называется коровым, в мантии – мантийным.
- Магматические очаги характеризуются крупными размерами.
- Известны, к примеру, гранитоидные плутоны, простирающиеся на десятки, сотни и даже тысячи километров при мощности 1-5 км.

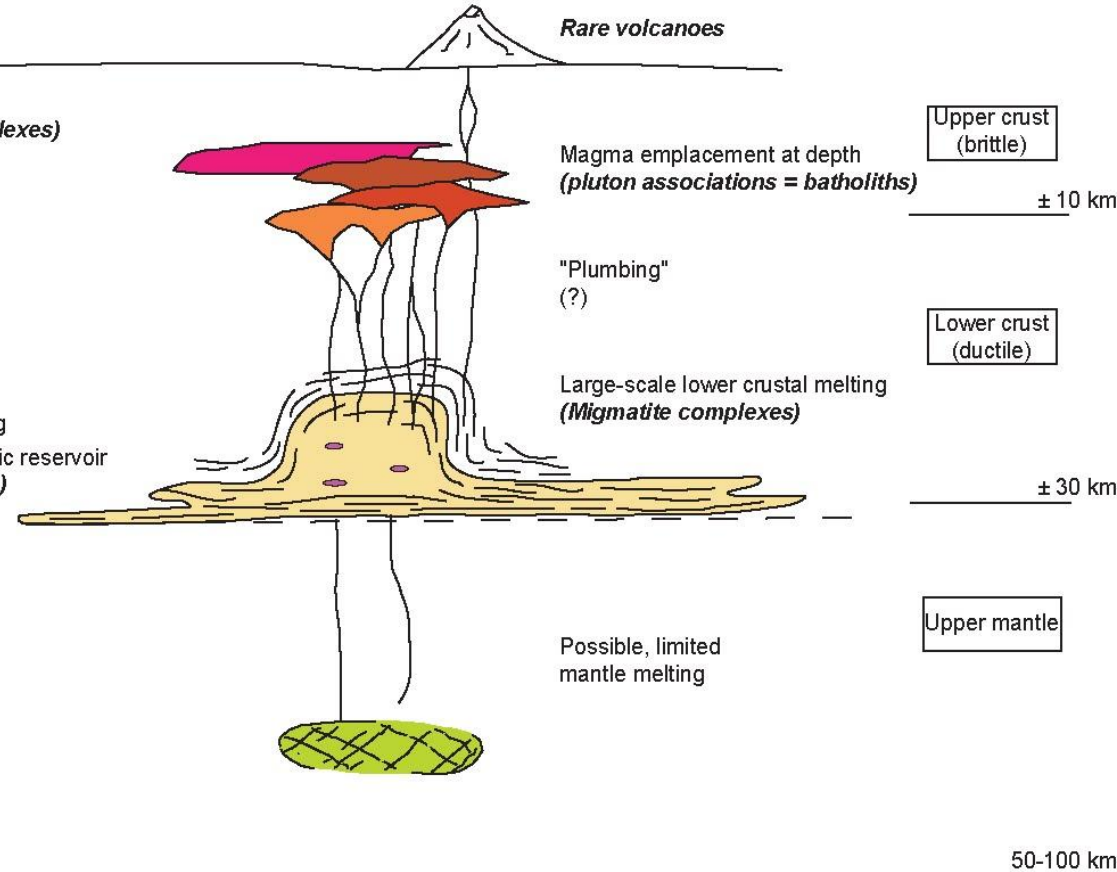
- Поэтому в разных частях очага условия кристаллизации неоднородны.
- При определении абсолютного возраста гранитоидов часто получается большой разброс данных, свидетельствующий о длительности кристаллизации пород.
- Так, по данным Л.В. Таусона, формирование мезозойских гранитоидов юго-восточного Забайкалья продолжалось около 30 млн лет.

- Многие явления магматизма и, в частности, кристаллизации изверженных пород связаны с понижением T . По различным данным, температура кристаллизации основных пород $1100-1300^{\circ}\text{C}$, гранитов – $800-900^{\circ}\text{C}$.
- Богатая водяными парами гранитная магма застывает при 700°C , некоторые щелочные породы – при еще более низких температурах.
- С другой стороны, в магме могут наблюдаться и более высокие T : для ультрабазитовых магм приводилась $T = 1800^{\circ}\text{C}$. Другой важнейший термодинамический параметр – P колеблется от 1 бар на земной

Mantle-derived magmas



Crustal magmas



- С учетом минерального состава выделены серии магматических горных пород:
- **в зависимости от соотношения (K_2O+Na_2O) и SiO_2 –**
 - щелочная,
 - субщелочная,
 - нормальная;
- **от соотношения (FeO/MgO) и SiO_2 –**
 - толеитовая,
 - известково-щелочная;
- **от соотношения (K_2O/Na_2O) и SiO_2 –**
 - натриевая, калиево-натриевая и калиевая.

- **Систематика А. Н. Заварицкого**
предусматривает разделение составов
горных пород на три химических класса
(ряда):
- **1 - нормальный** (содержание Al_2O_3 больше
общего содержания оксидов Na и K, но
меньше общего содержания оксидов Ca, Na и
K);
- **2 - плюмазитовый** (пересыщ. глиноземом, т.
е. содержание Al_2O_3 преобладает над общим
содержанием оксидов Ca, Na и K);
- **3 - агпаитовый** (содержание оксидов Na и K
преобладает над содержанием Al_2O_3).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОДЕКС

**МАГМАТИЧЕСКИЕ,
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ, МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ,
ИМПАКТНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Издание второе

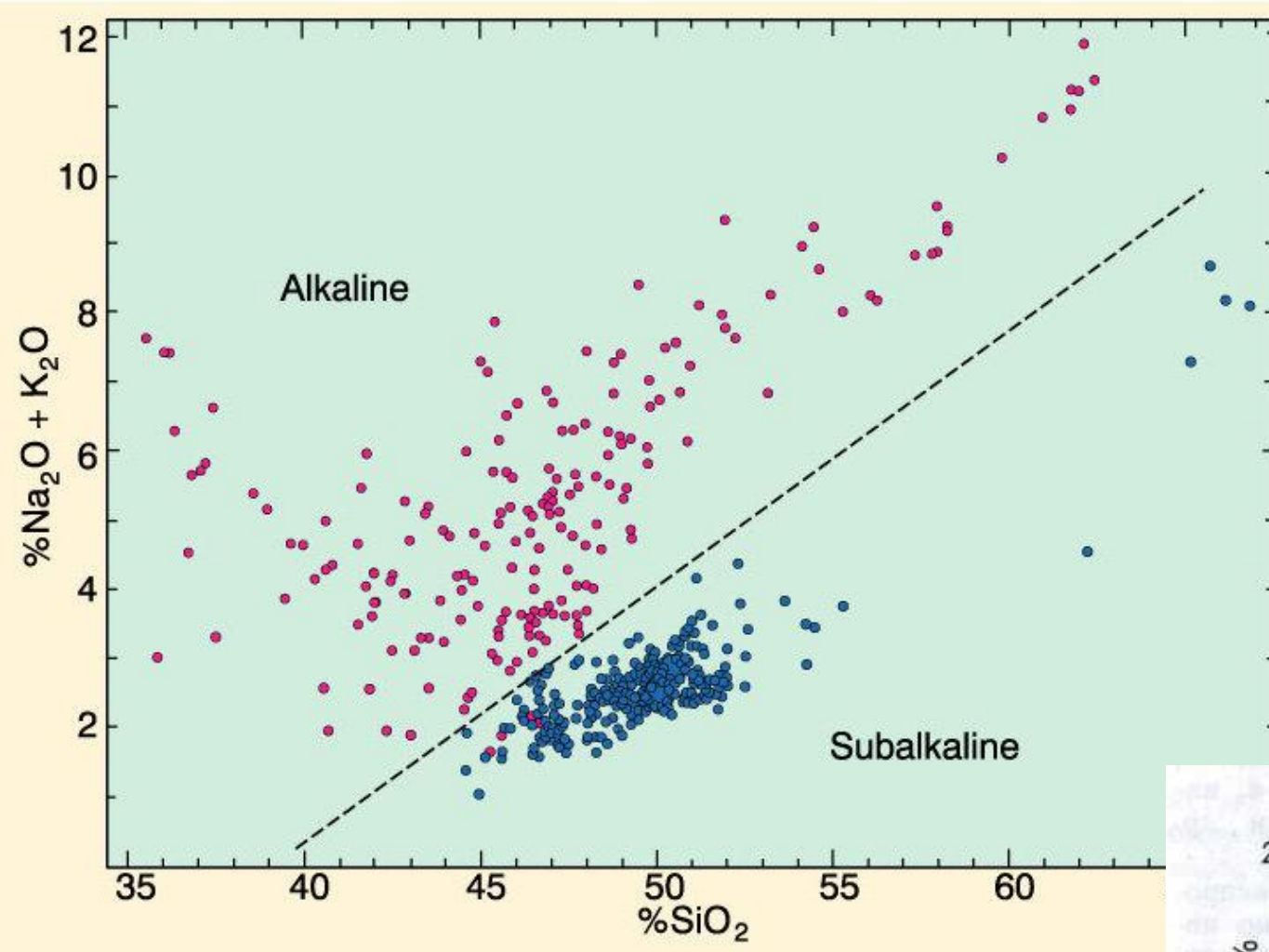
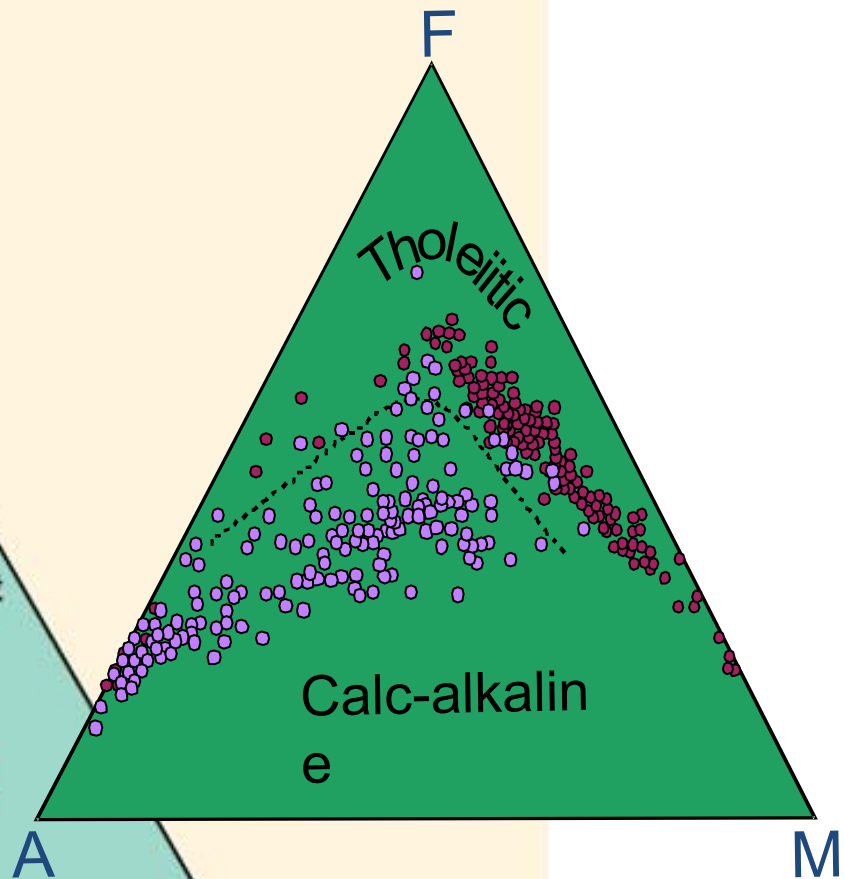
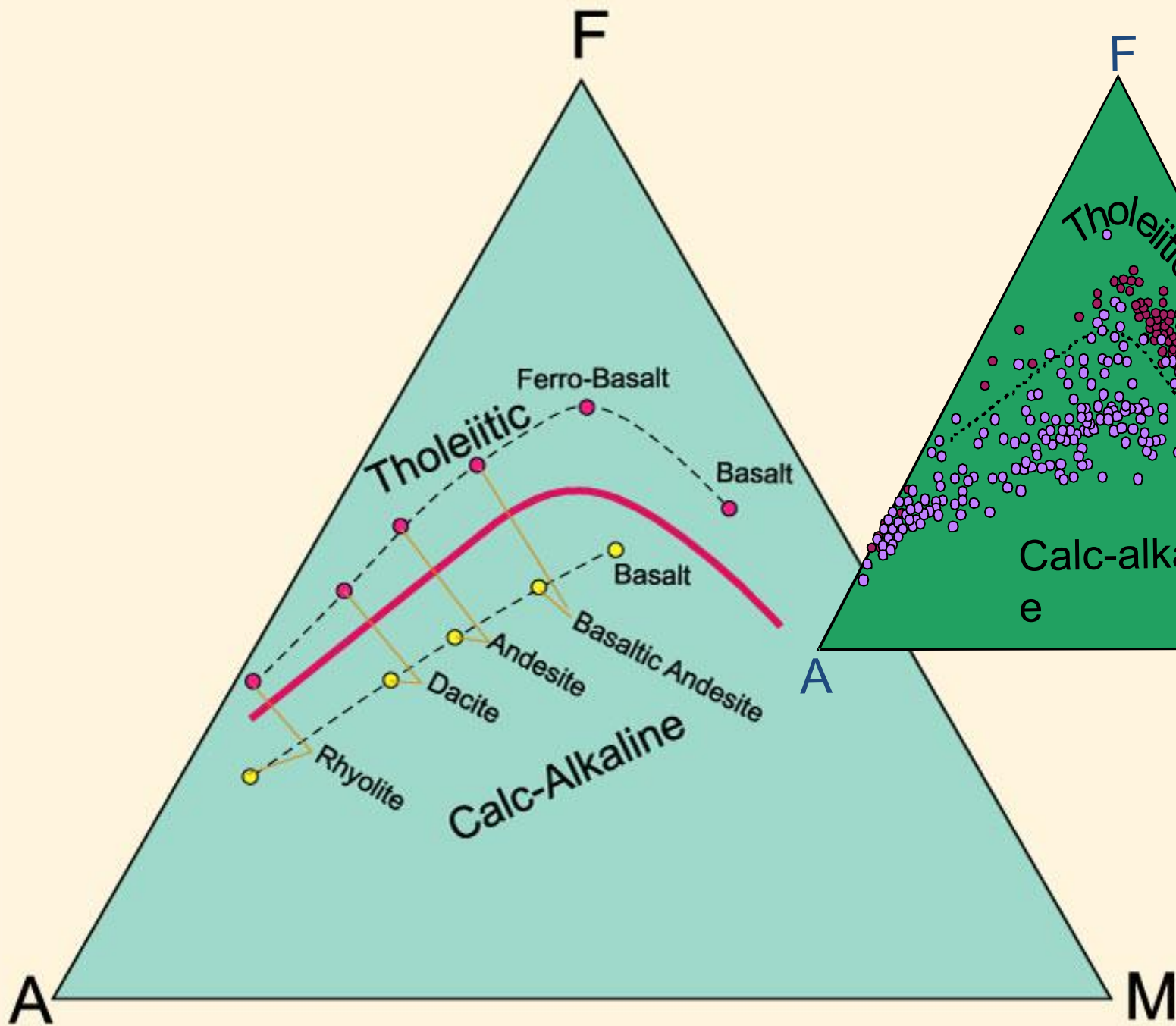


Рис. 289. Химический состав магм: толеитовой, щелочных и глиноземистых базальтов (по Х. КУНО)



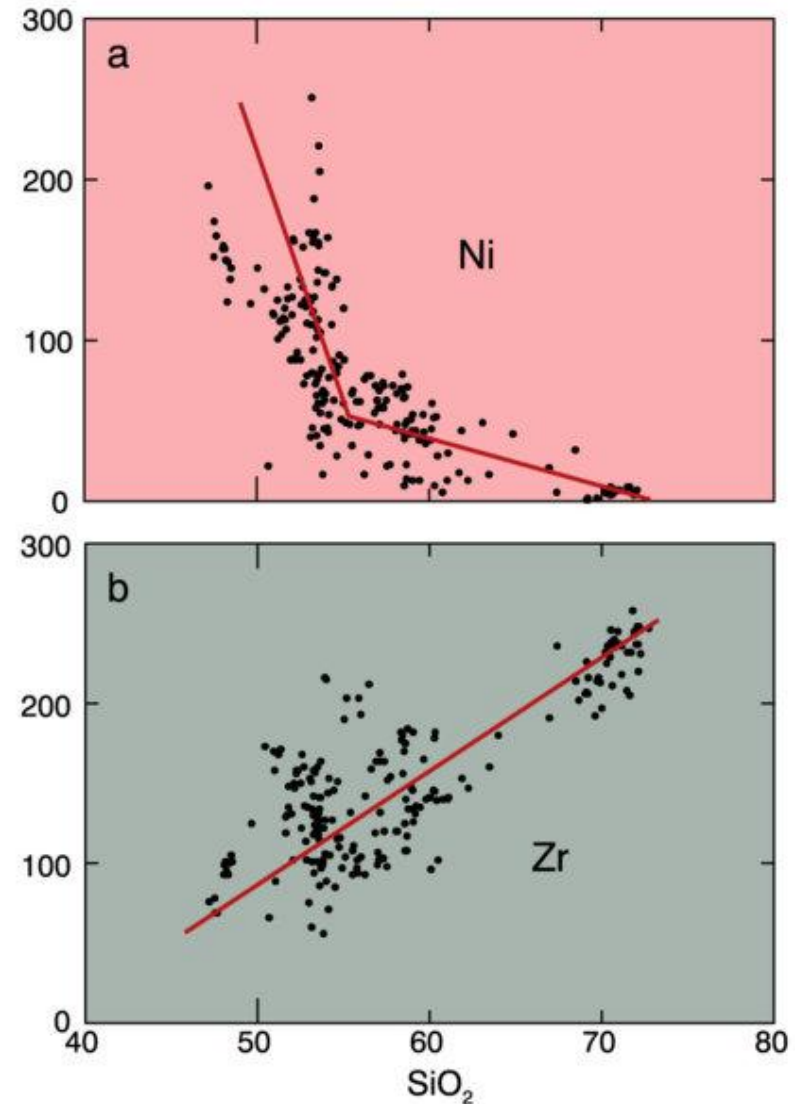
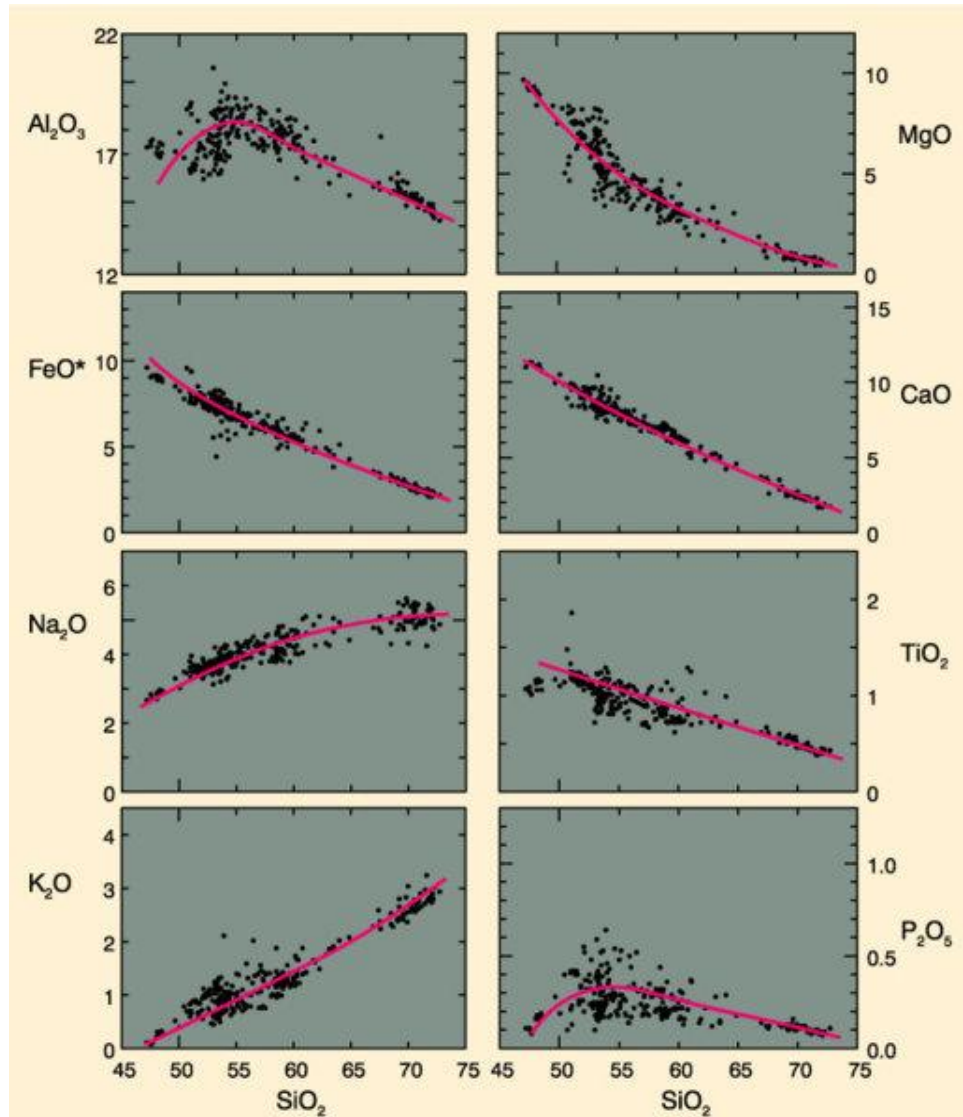


Карбонатитовый вулкан Олдоинье, Танзания





Вариации изменения содержания главных и редких элементов



Фундаментальный закон, который контролирует распределение элемента между сосуществующими фазами, известен как **закон Нернста**.

Распределение редких элементов в минерале и расплаве, из которого минерал кристаллизуется, подчиняется определенной закономерности при достижении равновесия в системе.

Согласно этому закону, при равновесии отношение концентрации редкого элемента в твердом теле (в нашем случае минерале) к его концентрации в растворе/расплаве является постоянной величиной.

Эта постоянная величина (константа) называется коэффициентом распределения и является функцией температуры и давления, но не концентрации редкого элемента (до

Закон Генри (частный случай более общего закона Нернста)

При постоянной температуре и невысоких давлениях растворимость газа в данной жидкости прямо пропорциональна давлению этого газа над раствором.

Закон Генри определяет, что в бесконечно разбавленных растворах активности компонентов прямо пропорциональны их концентрациям.

Применительно к минералам и равновесным с ними расплавам это означает, что коэффициенты распределения для редких элементов между минералом и расплавом являются постоянными величинами и зависят не от изменения концентрации редких элементов, а от температуры и, в меньшей степени, давления. Коэффициенты распределения индивидуальны для различных типов расплавов (по содержанию кремнезема) и минералов с различной структурой.

Коэффициенты распределения минерал–расплав для базальтовых и андезито-базальтовых расплавов [220]

Элемент	Оливин		Орто-пироксен	Клинопироксен		Роговая обманка		Флогопит	Плагиоклаз		Гранат		Магнетит
Rb	0,0098		0,022	0,031		0,29		3,060	0,071		0,042		
Sr	0,0140		0,040	0,060		0,46		0,081	1,830		0,012		
Ba	0,0099		0,013	0,026		0,42		1,090	0,230		0,023		
K	0,0068		0,014	0,038		0,96			0,170		0,015		
Y	0,010		0,18	0,900		1,00	[139]	0,03	0,030	[139]	9,00	[161]	[161]
Ti	0,020		0,10	0,400		1,50	(андезито-базальты)	0,90	0,040	(андезито-базальты)	0,30	(базальты)	(гавайты)
Zr	0,012		0,18	0,100		0,50	1,5640	0,60	0,048	0,0121	0,65		
Hf	0,013			0,263		0,50	1,5335		0,051	0,0115	0,45	0,14	0,25
Nb	0,010		0,15	0,005		0,80		1,00	0,010		0,02		
Ta				0,013							0,06		
Th				0,030		0,50			0,010				
U	0,002			0,040		0,10			0,010				
	[88]	[139]	[88]	[88]	[139]	[88]	[139]	[88]	[88]	[139]	[88]	[161]	[161]
La		0,0067			0,056		0,5442			0,1477		0,001	0,026
Ce	0,0069	0,0060	0,02	0,15	0,092	0,20	0,8430	0,034	0,120	0,0815	0,03	0,007	0,051
Pr													
Nd	0,0066	0,0059	0,03	0,31	0,230	0,33	1,3395	0,032	0,081	0,0551	0,07	0,026	
Sm	0,0066	0,0070	0,05	0,50	0,445	0,52	1,8035	0,031	0,067	0,0394	0,29	0,102	0,600
Eu	0,0068	0,0074	0,05	0,51	0,474	0,40	1,5565	0,030	0,340	1,1255	0,49	0,243	1,000
Gd	0,0077	0,0100	0,09	0,61	0,556	0,63	2,0165	0,030	0,063	0,031	0,97	0,680	2,100
Tb					0,570							0,705	
Dy	0,0096	0,0130	0,15	0,68	0,582	0,64	2,0235	0,030	0,055	0,0228	3,17	1,940	4,100
Ho												1,675	13,200
Er	0,0110	0,0256	0,23	0,65	0,583	0,55	1,7400	0,034	0,063	0,0202	6,56	4,700	
Tm													
Yb	0,0140	0,0481	0,34	0,62	0,542	0,49	1,6420	0,042	0,067	0,0232	11,5	6,167	35,600
Lu	0,0160	0,0454	0,42	0,56	0,506	0,43	1,5625	0,046	0,060	0,0187	11,9	6,950	41,000
Ni	5,9–29		5	1,5–14		6,8							
Co	6,60		2–4	0,5–2,0		2,0					0,7–1,8	0,955	0,66
V	0,06		0,6	1,35		3,4							
Cr	0,70		10	34		12,5					0,6–2,9	1,345	0,06
Sc	0,17		1,2	1,7–3,2		2,2–4,2						8,500	2,60
Mn	1,45		1,4	0,3–1,2									

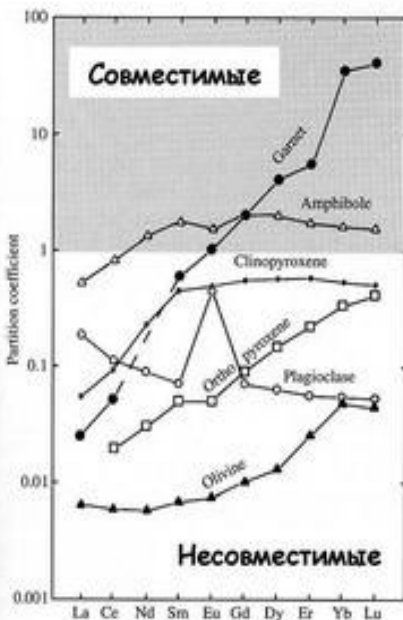
Коэффициенты распределения минерал-расплав для базальтовых и андезито-базальтовых расплавов

- **incompatible** **несовместимые**
элементы концентрируются в
расплаве

$$K_D \text{ or } D \ll 1$$

- **compatible** **совместимые** **элементы**
концентрируются в минерале

$$K_D \text{ or } D \gg 1$$



КОЭФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
Р.З.Э. МЕЖДУ МИНЕРАЛАМИ И
БАЗАЛЬТОВЫМ РАСПЛАВОМ

В случае оливина, плагиоклаза и
пироксенов Р.З.Э. проявляют
свойства несовместимых элементов,
однако для амфиболов и граната
коэффициенты распределения
тяжелых редких земель
оказываются выше единицы.

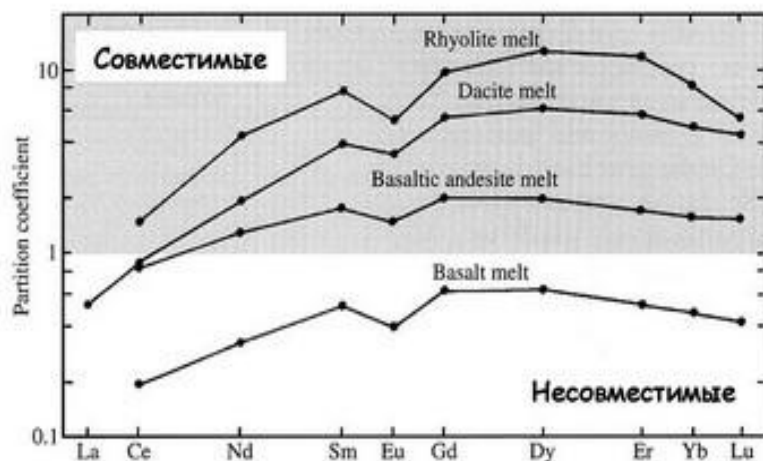
КОЭФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛ - РАСТПЛАВ В БАЗАЛЬТОВОЙ СИСТЕМЕ

	Olivine	Opx	Cpx	Garnet	Plag	Amph	Magnetite
Rb	0.010	0.022	0.031	0.042	0.071	0.29	
Sr	0.014	0.040	0.060	0.012	1.830	0.46	
Ba	0.010	0.013	0.026	0.023	0.23	0.42	
Ni	14	5	7	0.955	0.01	6.8	29
Cr	0.70	10	34	1.345	0.01	2.00	7.4
La	0.007	0.03	0.056	0.001	0.148	0.544	2
Ce	0.006	0.02	0.092	0.007	0.082	0.843	2
Nd	0.006	0.03	0.230	0.026	0.055	1.340	2
Sm	0.007	0.05	0.445	0.102	0.039	1.804	1
Eu	0.007	0.05	0.474	0.243	0.1/1.5*	1.557	1
Dy	0.013	0.15	0.582	1.940	0.023	2.024	1
Er	0.026	0.23	0.583	4.700	0.020	1.740	1.5
Yb	0.049	0.34	0.542	8.167	0.023	1.642	1.4
Lu	0.045	0.42	0.506	6.950	0.019	1.563	

Data from Rollinson (1993)

* Eu^{2+}/Eu^{3+} /Italics are estimated

КОЭФИЦИЕНТЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ Р.З.Э. МЕЖДУ АМФИБОЛОМ
И РАСПЛАВАМИ РАЗНОГО СОСТАВА



ПРАВИЛА ГОЛЬДШМИДА

1. Два иона одной валентности и близкого радиуса легко образуют взаимные твердые растворы (Fe-Mg или Mg-Ni в оливинах).
2. В таких растворах обычно ион меньшего размера характеризуется более высоким значением D (например, Ni в оливинах - см. таблицу).
3. Если же два иона близкого радиуса имеют разную валентность, то более высокозарядный катион в большей степени концентрируется в кристалле (например, Li и Mn в оливине или K и Ba в плагиоклазе).

Совместимость зависит от минерала и типа расплава

Table 9-1. Partition Coefficients (C_S/C_L) for Some Commonly Used Trace Elements in Basaltic and Andesitic Rocks

	Olivine	Opx	Cpx	Garnet	Plag	Amph	Magnetite
Rb	0.010	0.022	0.031	0.042	0.071	0.29	
Sr	0.014	0.040	0.060	0.012	1.830	0.46	
Ba	0.010	0.013	0.026	0.023	0.23	0.42	
Ni	14	5	7	0.955	0.01	6.8	29
Cr	0.70	10	34	1.345	0.01	2.00	7.4
La	0.007	0.03	0.056	0.001	0.148	0.544	2
Ce	0.006	0.02	0.092	0.007	0.082	0.843	2
Nd	0.006	0.03	0.230	0.026	0.055	1.340	2
Sm	0.007	0.05	0.445	0.102	0.039	1.804	1
Eu	0.007	0.05	0.474	0.243	0.1/1.5*	1.557	1
Dy	0.013	0.15	0.582	1.940	0.023	2.024	1
Er	0.026	0.23	0.583	4.700	0.020	1.740	1.5
Yb	0.049	0.34	0.542	6.167	0.023	1.642	1.4
Lu	0.045	0.42	0.506	6.950	0.019	1.563	

Data from Rollinson (1993).

* $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ *Italics* are estimated

Можно рассчитать и общий коэффициент разделения какого-либо элемента в породе. Для этого необходимо знать процентное содержание минералов в породе. Например, если порода содержит 50 % оливина, 30 % ортопироксена и 20 % клинопироксена, то общий коэффициент разделения для элемента x будет составлять:

$$D = 0,5K_D Ol + 0,3K_D Opx + 0,2K_D Cpx.$$

Table 9-1. Partition Coefficients (C_S/C_L) for Some Commonly Used Trace Elements in Basaltic and Andesitic Rocks

		Olivine	Opx	Cpx	Garnet	Plag	Amph	Magnetite
Rb		0.010	0.022	0.031	0.042	0.071	0.29	
Sr		0.014	0.040	0.060	0.012	1.830	0.46	
Ba		0.010	0.013	0.026	0.023	0.23	0.42	
Ni		14	5	7	0.955	0.01	6.8	29
Cr		0.70	10	34	1.345	0.01	2.00	7.4
La	Rare Earth Elements	0.007	0.03	0.056	0.001	0.148	0.544	2
Ce		0.006	0.02	0.092	0.007	0.082	0.843	2
Nd		0.006	0.03	0.230	0.026	0.055	1.340	2
Sm		0.007	0.05	0.445	0.102	0.039	1.804	1
Eu		0.007	0.05	0.474	0.243	0.1/1.5*	1.557	1
Dy		0.013	0.15	0.582	1.940	0.023	2.024	1
Er		0.026	0.23	0.583	4.700	0.020	1.740	1.5
Yb		0.049	0.34	0.542	6.167	0.023	1.642	1.4
Lu		0.045	0.42	0.506	6.950	0.019	1.563	

Data from Rollinson (1993).

* Eu^{3+}/Eu^{2+} *Italics* are estimated

Отношения редких элементов выделяют роль определенного минерала

K/Rb отношение – значение амфибола в источнике породы;
K и Rb очень похожи, значит K/Rb отношение должно быть постоянным;
если присутствует амфибол, то весь K и Rb остаются в нем;
Амфибол имеет K_d 1.0 для K и 0.3 для Rb.

- Sr и Ba (также несовместимые элементы)
 - Sr не входит в состав большинства минералов, за исключением **плагиоклаза**
 - Ba не входит в состав большинства минералов, за исключением **щелочных**

ПО

Table 9-1. Partition Coefficients (C_S/C_L) for Some Commonly Used Trace Elements in Basaltic and Andesitic Rocks

	Olivine	Opx	Cpx	Garnet	Plag	Amph	Magnetite
Rb	0.010	0.022	0.031	0.042	0.071	0.29	
Sr	0.014	0.040	0.060	0.012	1.830	0.46	
Ba	0.010	0.013	0.026	0.023	0.23	0.42	
Ni	14	5	7	0.955	0.01	6.8	29
Cr	0.70	10	34	1.345	0.01	2.00	7.4
La	0.007	0.03	0.056	0.001	0.148	0.544	2
Ce	0.006	0.02	0.092	0.007	0.082	0.843	2
Nd	0.006	0.03	0.230	0.026	0.055	1.340	2
Sm	0.007	0.05	0.445	0.102	0.039	1.804	1
Eu	0.007	0.05	0.474	0.243	0.1/1.5*	1.557	1
Dy	0.013	0.15	0.582	1.940	0.023	2.024	1
Er	0.026	0.23	0.583	4.700	0.020	1.740	1.5
Yb	0.049	0.34	0.542	6.167	0.023	1.642	1.4
Lu	0.045	0.42	0.506	6.950	0.019	1.563	

Data from Rollinson (1993).

* $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ *Italics* are estimated

Пример совместимых элементов:

- Ni сильно фракционирует → olivine > pyroxene
- Cr и Sc → pyroxenes » olivine
- Ni/Cr or Ni/Sc могут оценить эффект оливина и авгита в случае частичного плавления или образования серии пород в результате фракционной кристаллизации

Table 9-1. Partition Coefficients (C_S/C_L) for Some Commonly Used Trace Elements in Basaltic and Andesitic Rocks

	Olivine	Opx	Cpx	Garnet	Plag	Amph	Magnetite
Rb	0.010	0.022	0.031	0.042	0.071	0.29	
Sr	0.014	0.040	0.060	0.012	1.830	0.46	
Ba	0.010	0.013	0.026	0.023	0.23	0.42	
Ni	14	5	7	0.955	0.01	6.8	29
Cr	0.70	10	34	1.345	0.01	2.00	7.4

Графическое представление г/х данных

- Нормированные мультиэлементные диаграммы - спайдер-граммы (spider-паук)
- Варьирует как набор элементов, так и их последовательность
- Нормирование на состав примитивной мантии, хондрит CI, MORB – примитивные базальты срединно-океанических хребтов
- Используются несовместимые элементы (обычно 13), чьи концентрации высоки в породах основного состава. Рост степени несовместимости справа налево (в соответствии с мантийной минералогией).

MORB-normalized Spider

Separates LIL and HFS

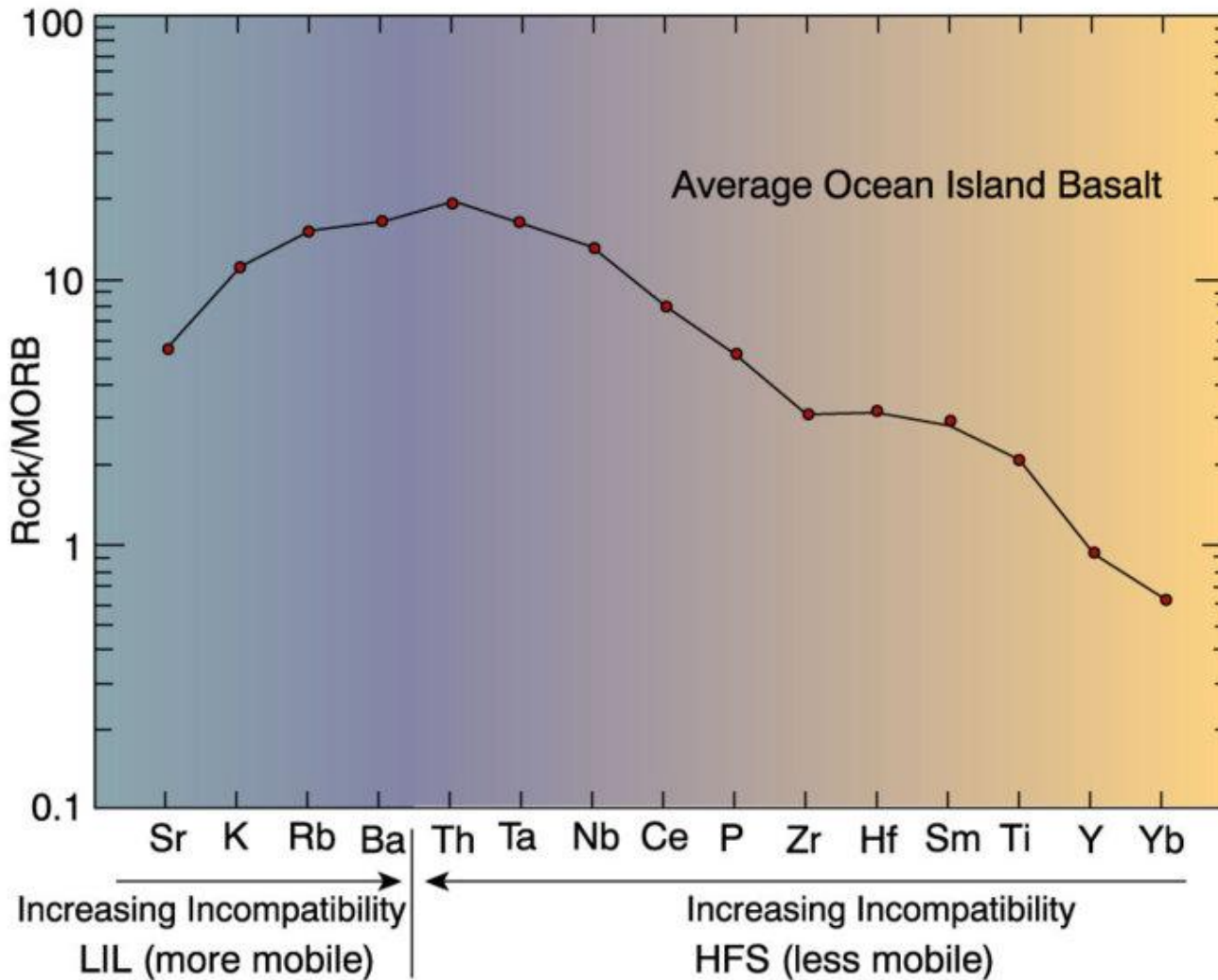


Figure 9-7. Ocean island basalt plotted on a mid-ocean ridge basalt (MORB) normalized spider diagram of the type used by Pearce (1983). Data from Sun and McDonough (1989). From Winter (2001) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

Таблица 1.2

**Значения для нормализации по стандартам для построения
спайдер-диаграмм [220]***

Примитивная мантия				Хондриты						MORB	
	[251]	[188]	[237]		[238]		[253]		[233]		[95]
Cs	0,019	0,023	0,018					Cs	0,188		
Rb	0,860	0,635	0,550	Ba	6,900	Rb	1,880	Pb	2,470	Rb	1,00
Ba	7,560	6,990	5,100	Rb	0,350	K	850	Rb	2,320	Ba	12,00
Th	0,096	0,084	0,064	Th	0,042	Th	0,040	Ba	2,410	K ₂ O	0,15
U	0,027	0,021	0,018	K	120	Ta	0,022	Th	0,029	Th	0,20
K	252,0	240,0	180	Nb	0,350	Nb	0,560	U	0,008	Ta	0,17
Ta	0,043	0,041	0,040	Ta	0,020	Ba	3,600	Ta	0,014	Sr	136
Nb	0,620	0,713	0,560	La	0,329	La	0,328	Nb	0,246	La	3,00
La	0,710	0,708	0,551	Ce	0,865	Ce	0,865	K	545	Ce	10,00
Ce	1,900	1,833	1,436	Sr	11,80	Sr	10,50	La	0,237	Nb	2,50
Sr	23,00	21,10	17,80	Nd	0,630	Hf	0,190	Ce	0,612	Nd	8,00
Nd	1,290	1,366	1,067	P	46,00	Zr	9,000	Sr	7,260	P ₂ O ₅	0,12
P	90,40			Sm	0,203	P	500	Nd	0,467	Hf	2,50
Hf	0,350	0,309	0,270	Zr	6,840	Ti	610	P	1220	Zr	88,00
Zr	11,00	11,20	8,300	Hf	0,200	Sm	0,203	Sm	0,153	Eu	1,20
Sm	0,385	0,444	0,347	Ti	620	Y	2,000	Zr	3,870	TiO ₂	1,50
Ti	1200	1280	960	Tb	0,052	Lu	0,034	Ti	445	Tb	0,71
Tb	0,099	0,108	0,087	Y	2,000	Sc	5,210	Y	1,570	Y	35,00
Y	4,870	4,550	3,400	Tm	0,034	V	49,00			Yb	3,50
Pb		0,071		Yb	0,220	Mn	1720			Ni	138
						Fe	265000			Cr	290
						Cr	2300				
						Co	470				
						Ni	9500				

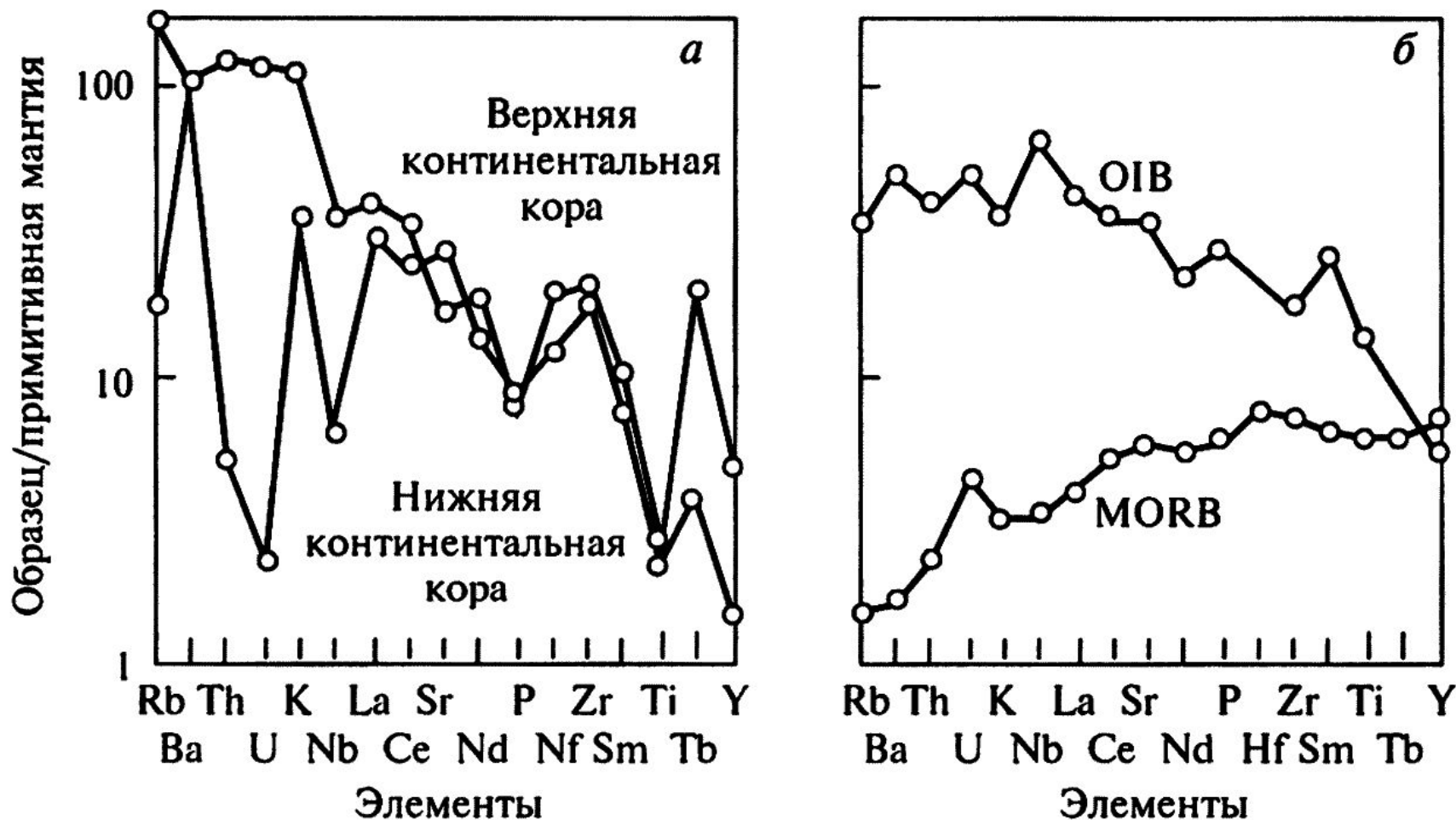


Рис. 1.6. Спайдер-диаграммы, нормированные по составу примитивной мантии (значения для нормализации, McDonough, 1992) для средних составов нижней и верхней континентальной коры (а) и для средних составов базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов (б) [220]

Нормирование на примитивную мантию

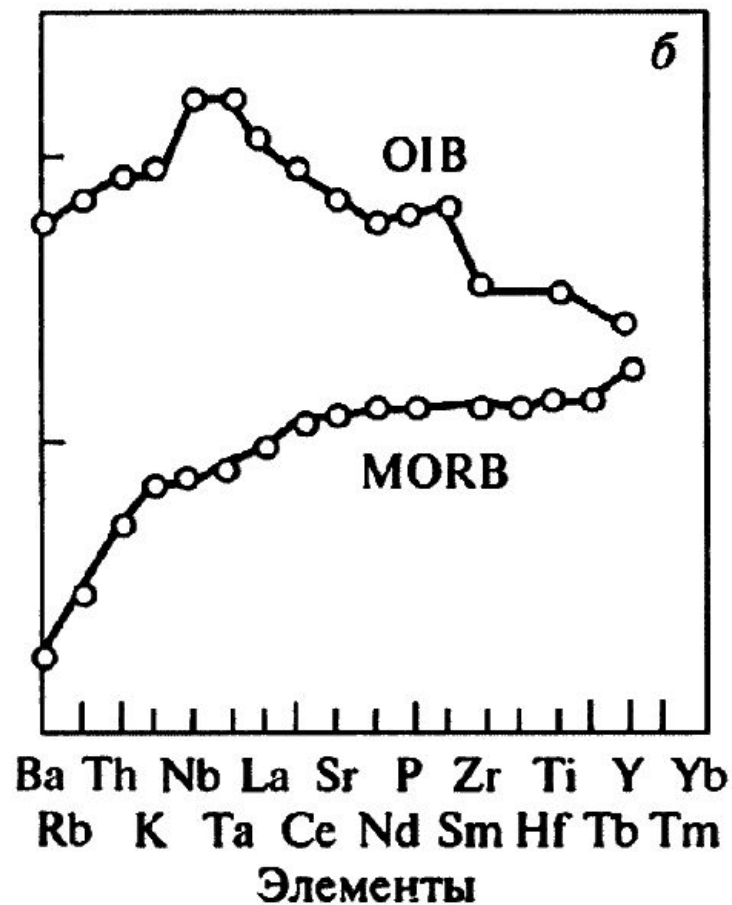
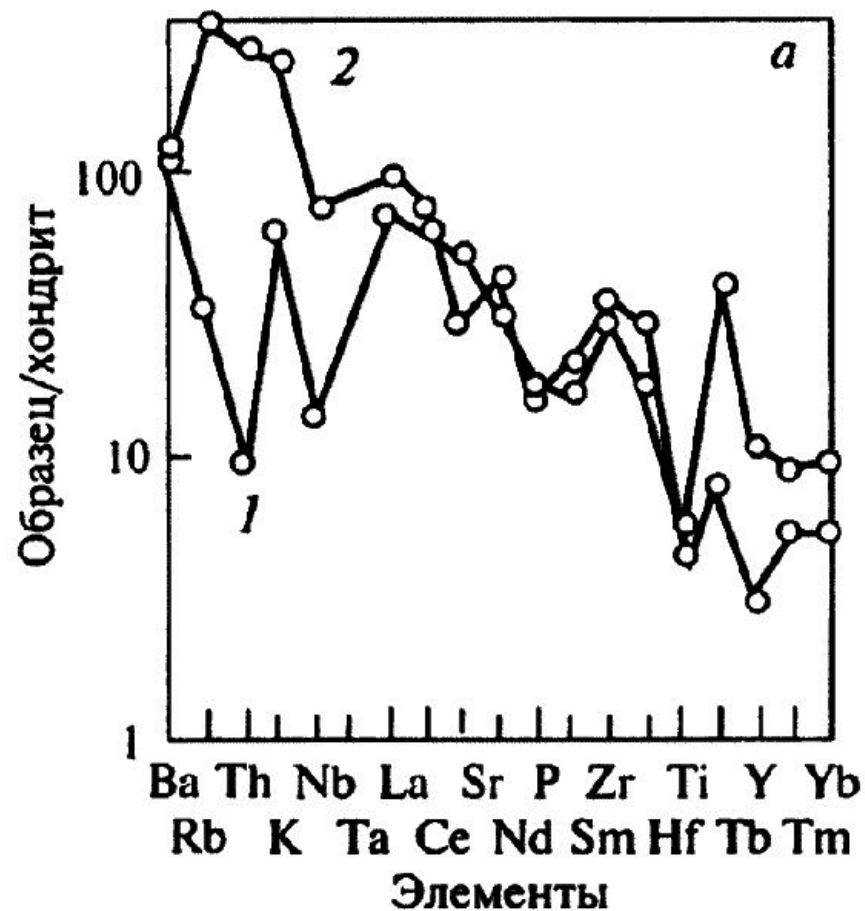


Рис. 1.7. Спайдер-диаграммы, нормированные по хондриту (значения для нормализации по Thompson, 1982) для средних составов нижней 1 и верхней 2 континентальной коры (а) и для средних составов базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов (б) [220]

Нормирование на хондрит С1

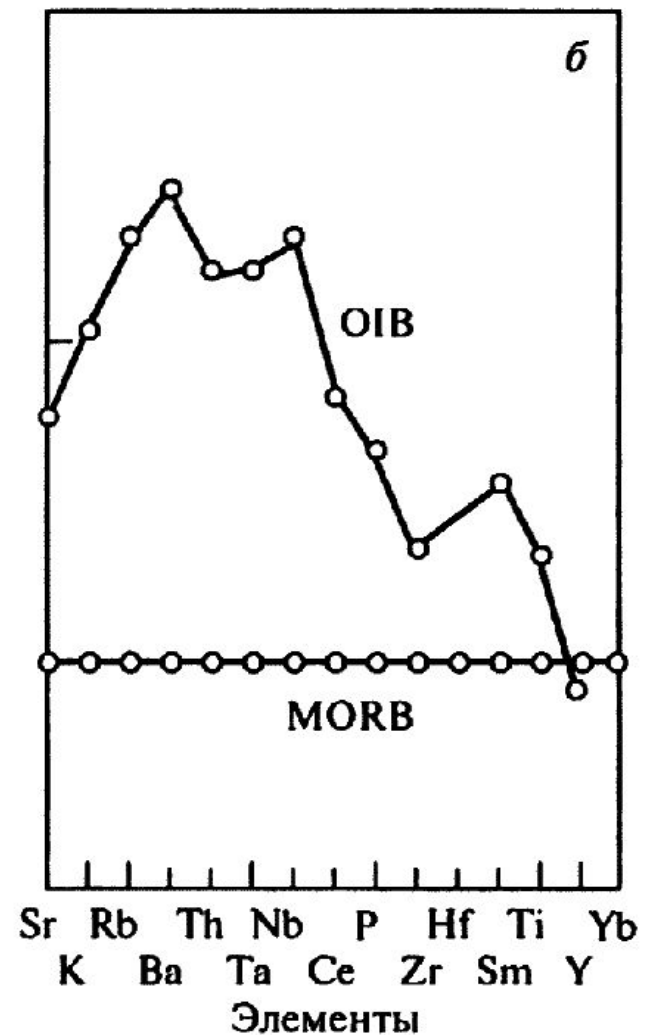
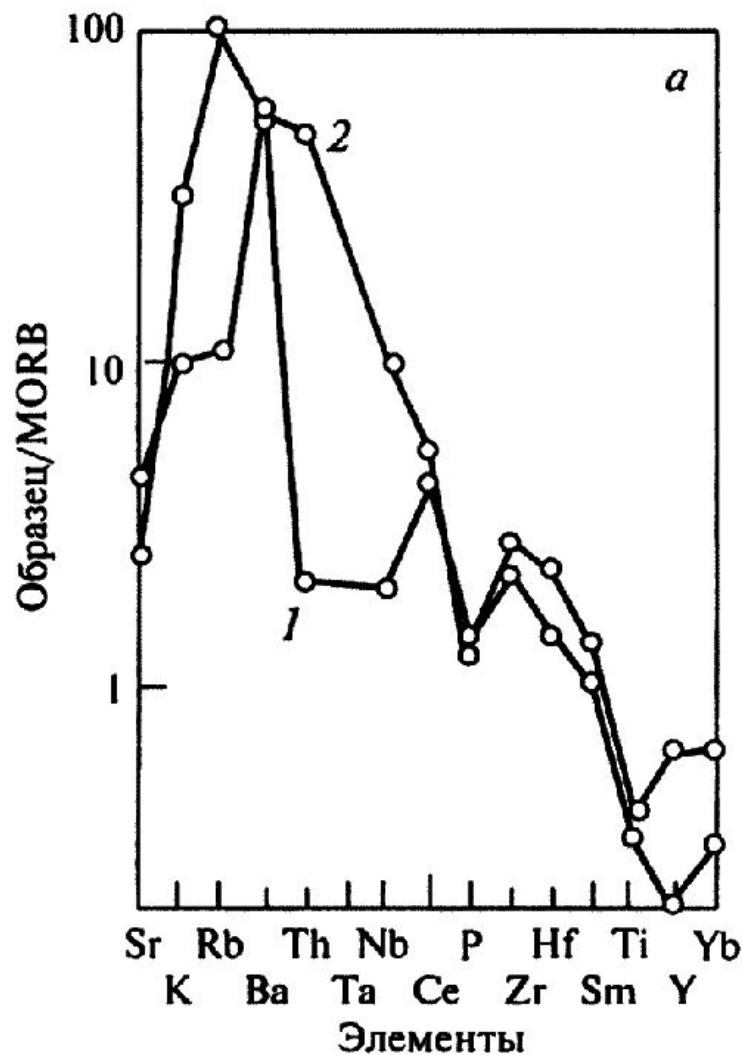


Рис. 1.8. Спайдер-диаграммы, нормированные по MORB (значения для нормализации, Saunders, Tarney, 1984, с дополнениями, Sun, 1980) для средних составов нижней 1 и верхней 2 континентальной коры (а) и для средних составов базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов (б) [220]

Нормирование на MORB

Факторы, определяющие геохимическую специфику магматических пород

- Геохимические особенности магматических пород в значительной степени зависят от химического состава и минералогии родоначальных пород или расплавов.
- Содержание главных и редких элементов определяется типом и степенью плавления, хотя состав магмы может существенно изменяться по мере продвижения к поверхности.

- Наиболее важной характеристикой источника магм является соотношение радиогенных изотопов, так как оно не изменяется в процессе плавления и последующих процессов в магматической камере.
- Важным является изучение мантии: океанические базальты мантийного происхождения являются ключевым объектом.
- РТ-условия и степень плавления определяют состав мантийных выплавов.

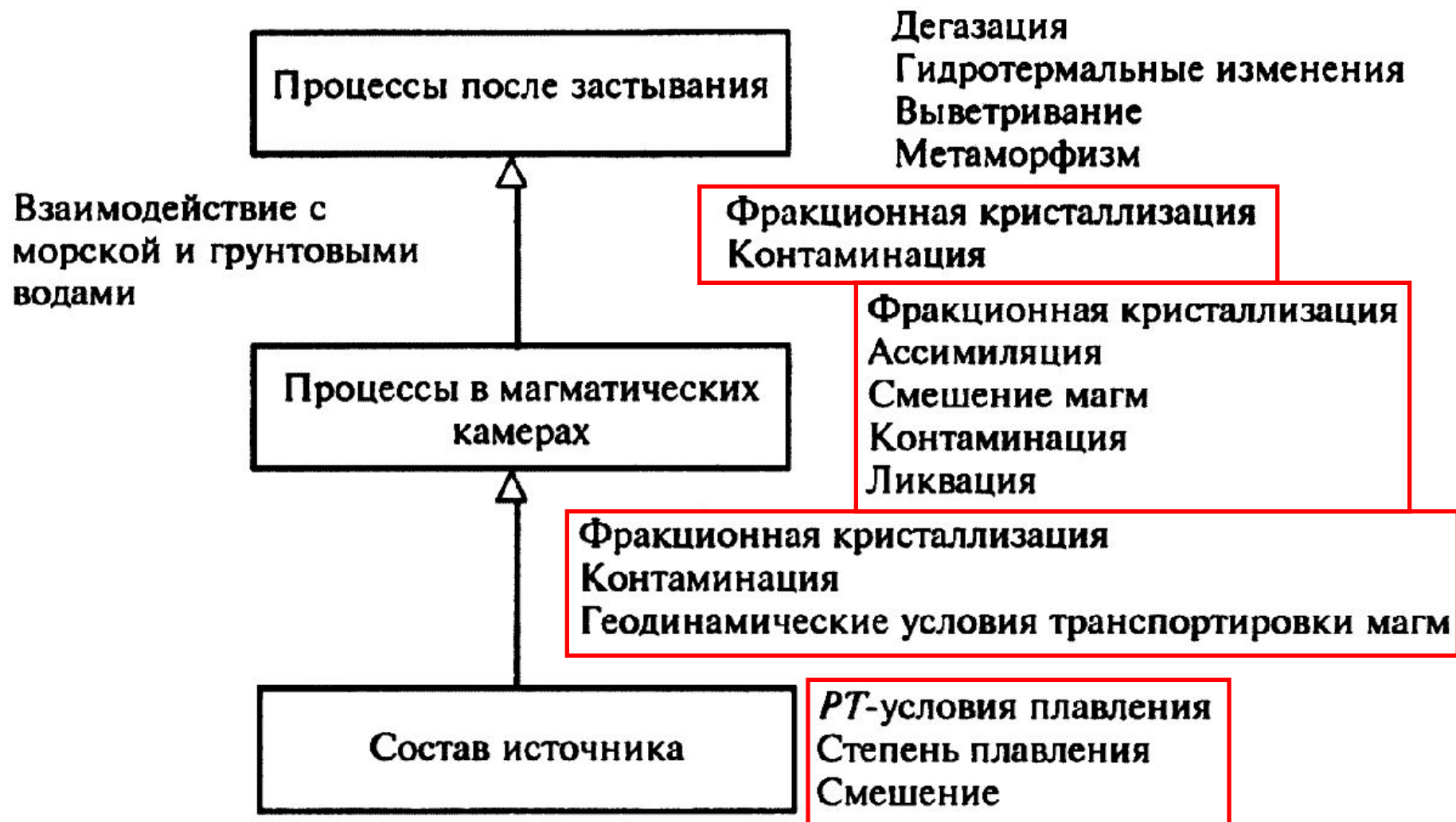


Рис. 1.10. Диаграмма, иллюстрирующая главные процессы, контролирующие химический состав магматических пород

Главная проблема магматической петрологии – процесс формирования земной коры; взаимосвязь с процессами, происходящими в мантии

Вопросы, возникающие при изучении земной коры:

1. **Когда** породы возникли и когда они были добавлены к земной коре?
2. **Как** они произошли: как добавка глубинного вещества из мантии или переработка более древней земной коры?
3. **Что** (какое вещество) было добавлено к земной коре?

Для ответа требуется комплексное исследование:

картирование, изучение петрографии, геохимии

Эволюция магматического очага

- **Плавление** (полное или частичное) – зарождение очага;
- **Кристаллизационная** и **гравитационная дифференциация** при понижении T ;
- **Взаимодействие с вмещающими породами (ассимиляция) и другими магмами (смешение магм, гибридизм).**

Контаминация - изменение первоначального химического или минер. состава в результате взаимодействия с посторонним источником вещества.

- **Ликвация** – распад магмы на несмешивающиеся жидкости.

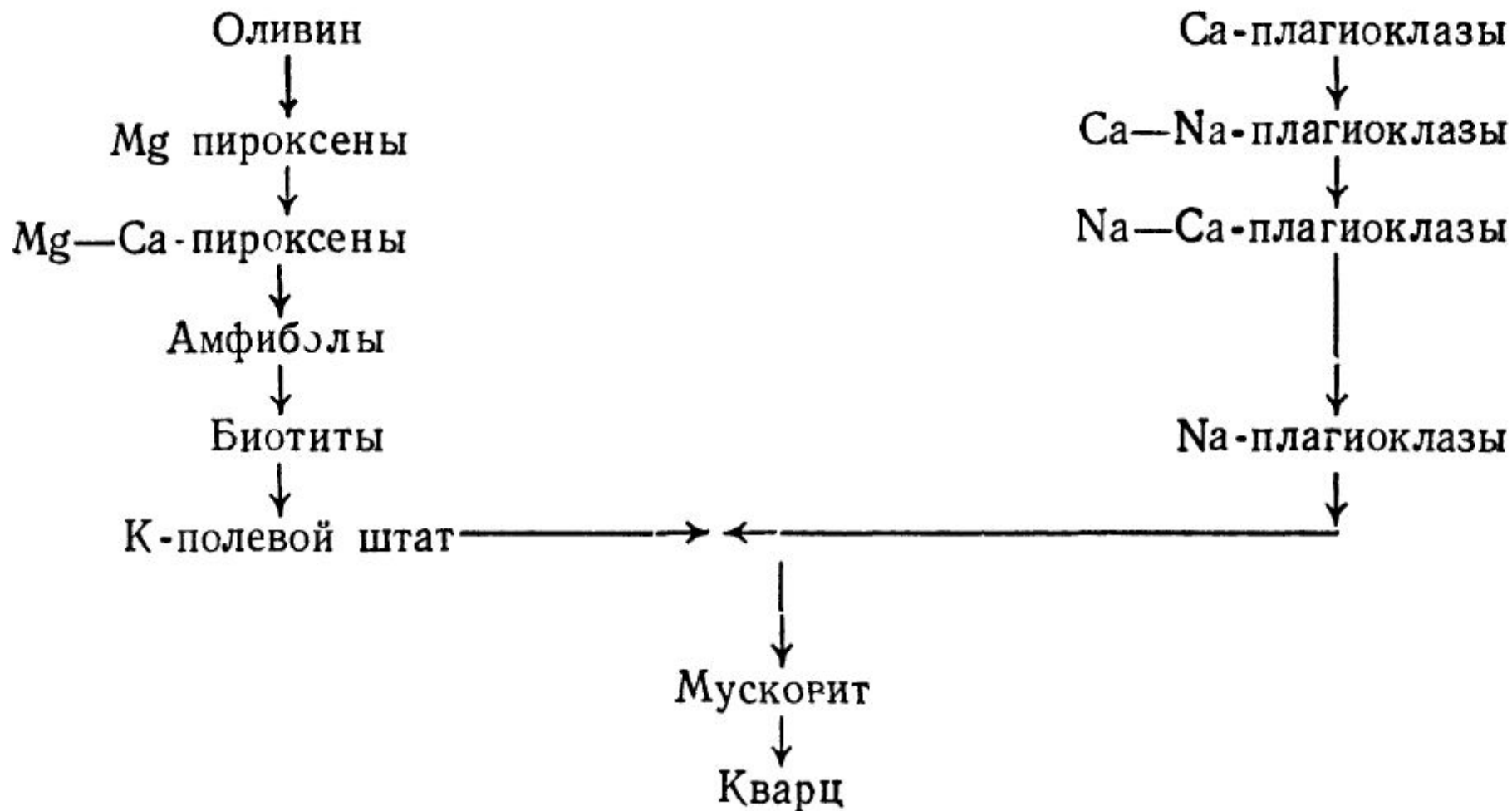
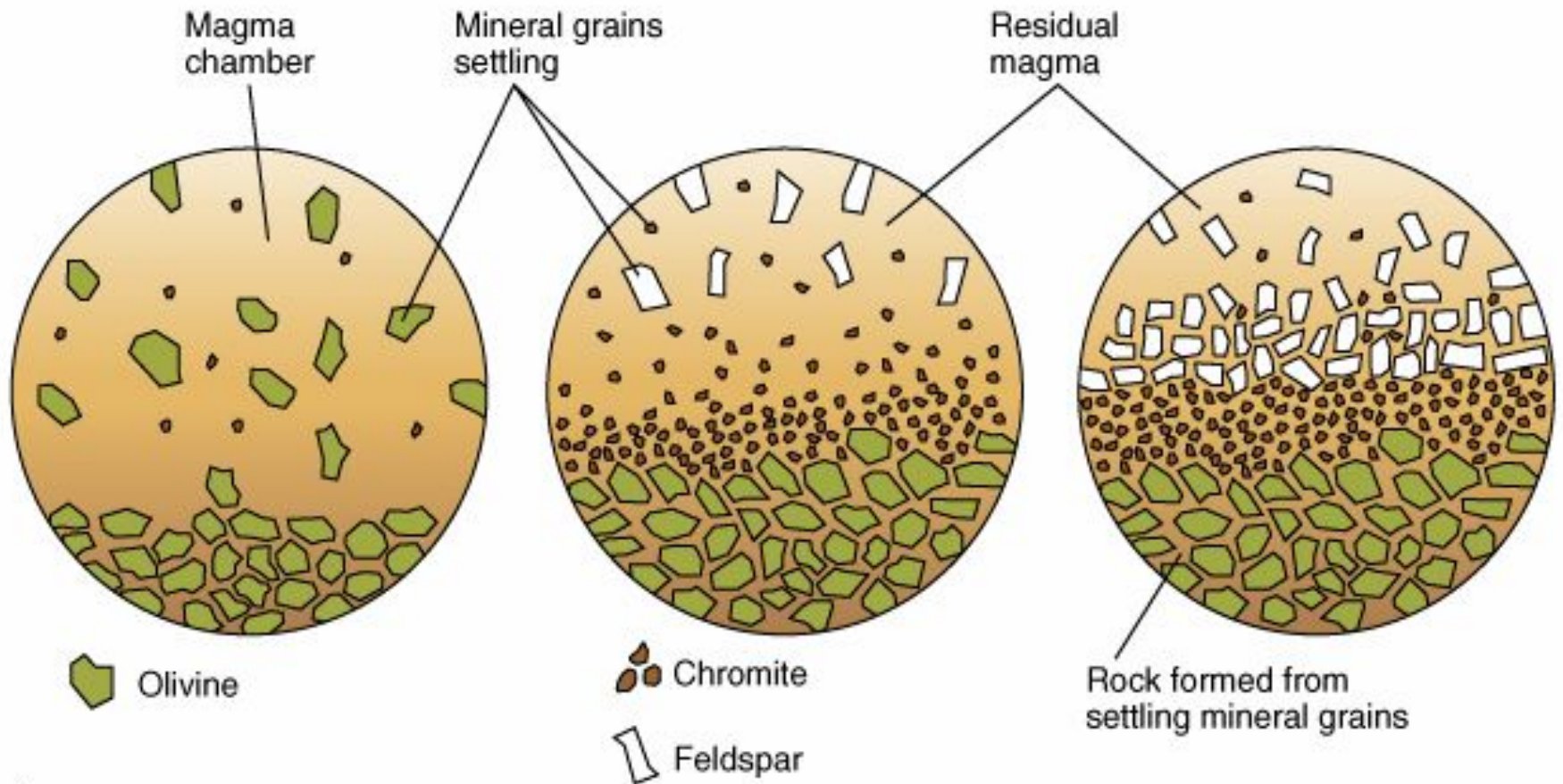


Рис.8. Реакционная схема **Н. Боуэна**

Fractional crystallisation



A.

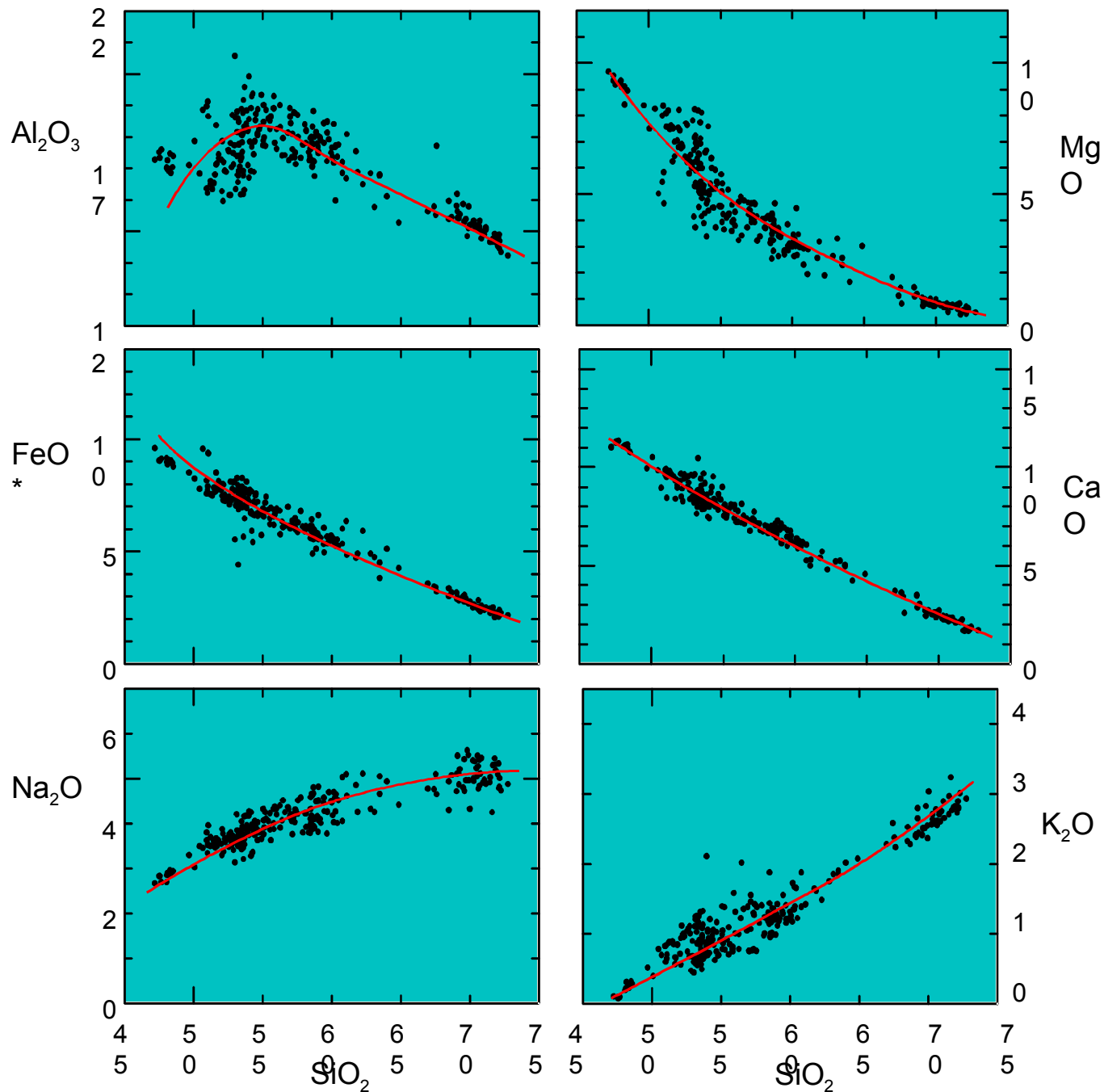
Copyright 1999 John Wiley and Sons, Inc. All rights reserved.



Brian J. Skinner

Liquids composition

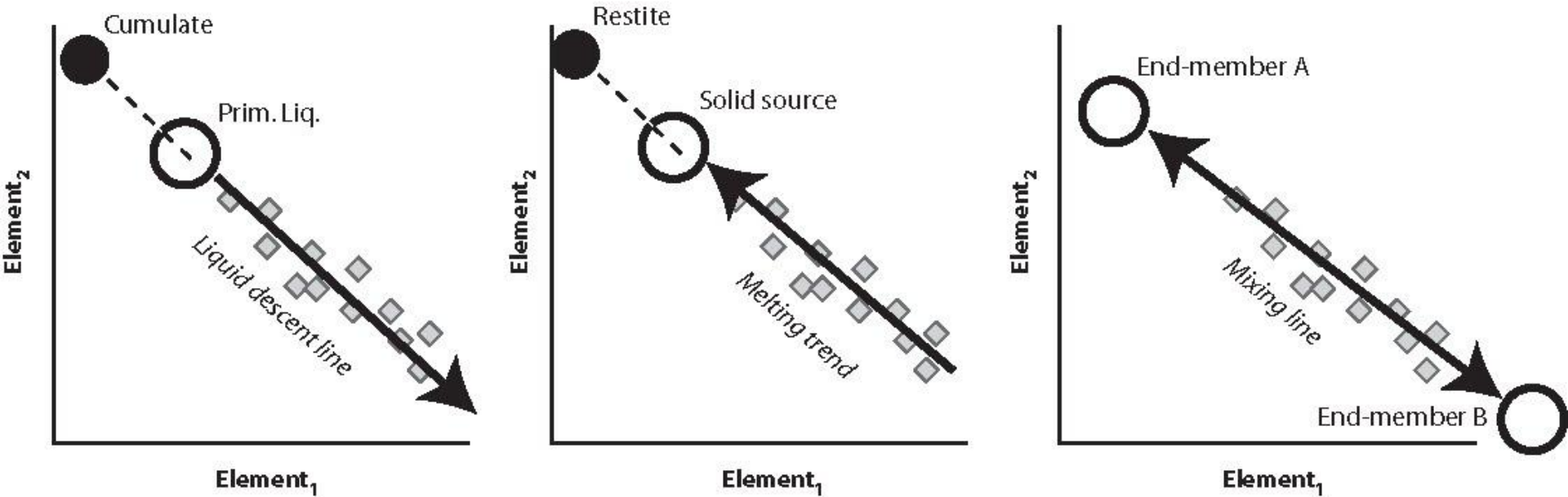
Harker diagram for Crater Lake



Amphibole ($\pm$ Biotite)
cumulate
in a granite.

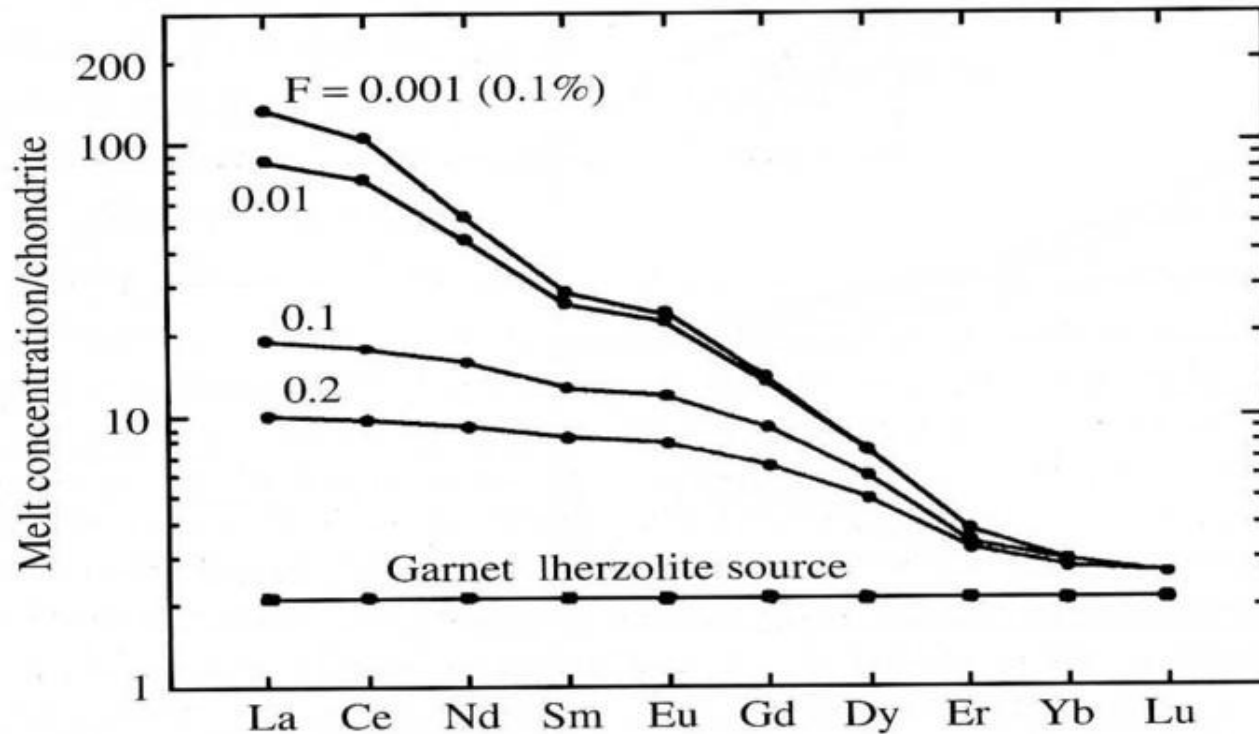


Major elements «trends»



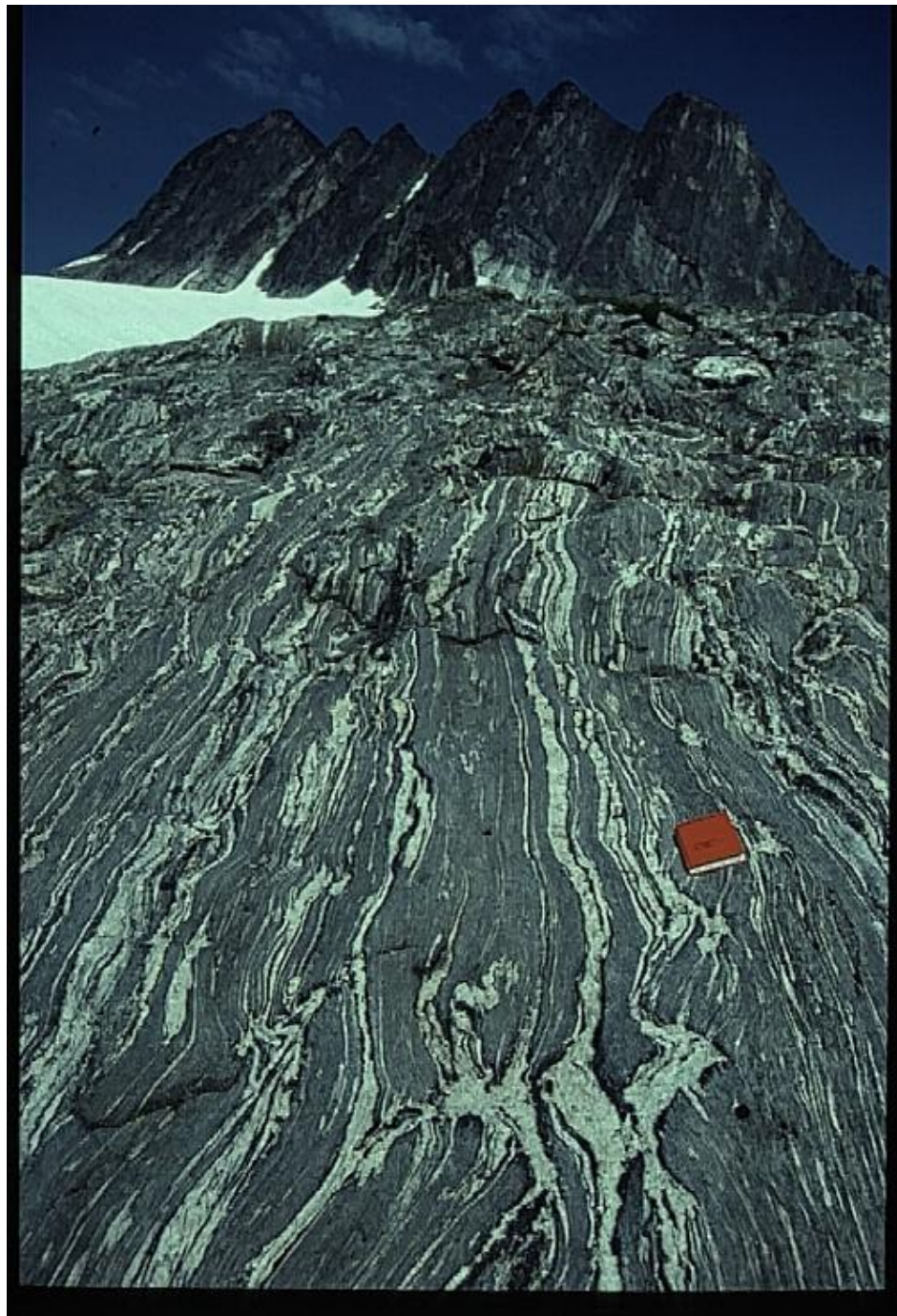
Частичное плавление корового пород
дает граниты, частичное плавление
мантийного субстрата дает базальты
(андезиты)

Состав расплава при частичном плавлении Grt-лгерцолита

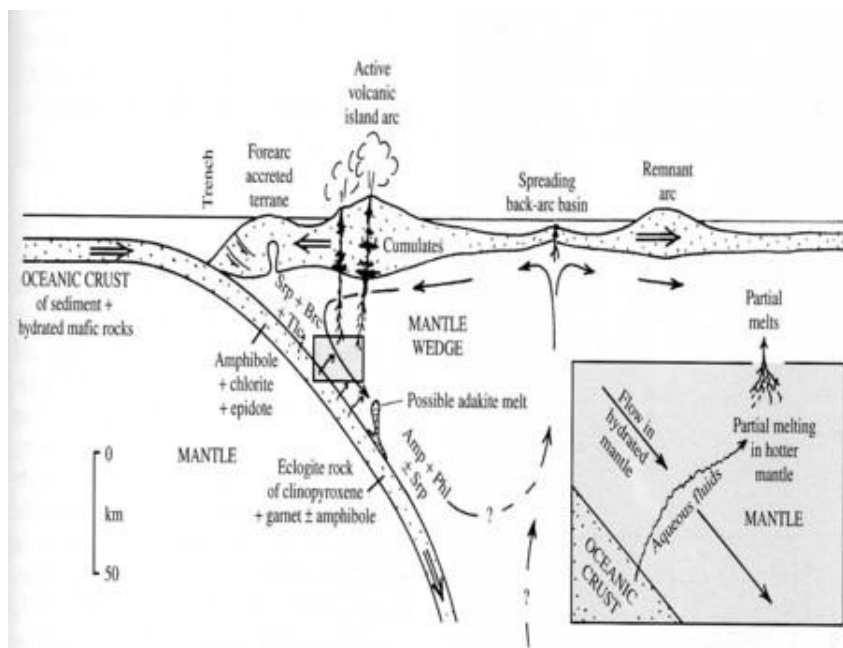


11.15 Chondrite-normalized diagram for rare earth elements in melts generated by varying degrees of partial melting of a garnet lherzolite source. (Data from Rollinson, 1993.)

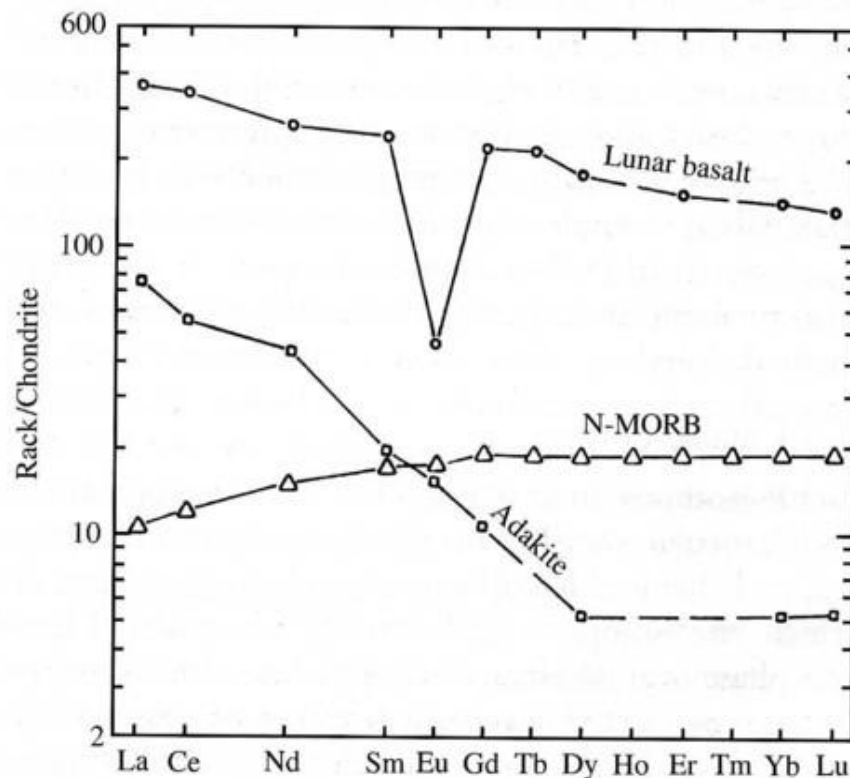
Частичное плавление



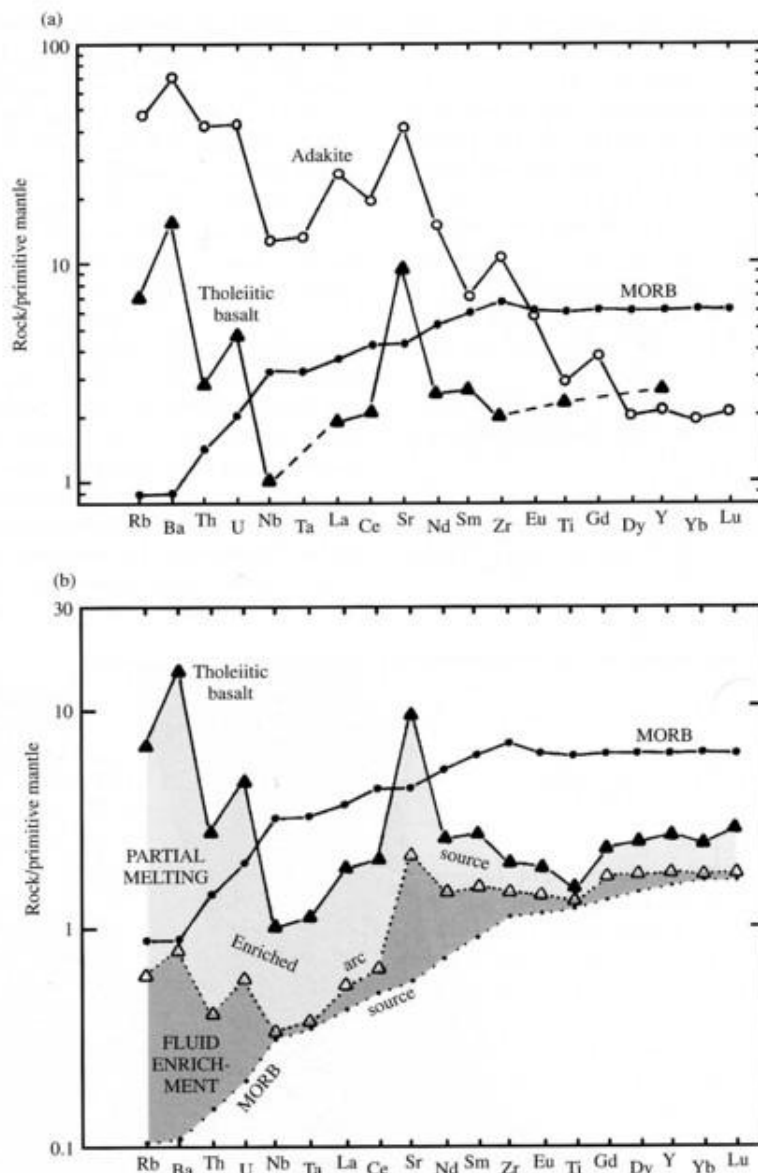
Геохимия адакитов обусловлена остаточным гранатом при плавлении источника с эклогитовым составом



11.16 Highly schematic dynamics of an island arc-mantle wedge system. Double-line arrows indicate relative motion of crust (stippled). Subduction of hydrated oceanic crust liberates water in complex dehydration mineral reactions, forming ascending aqueous fluid solutions (wavy arrows). The forearc accreted terrane is built chiefly of scraped-off oceanic sediment and possible mafic-ultramafic rocks (ophiolite). Below this forearc, water liberated from the dehydrating crust hydrates the overlying peridotite in the mantle wedge to serpentine ($\pm$ brucite $\pm$ talc). Some of this buoyant mass of low-density serpentinized peridotite rises as diapirs (see diapir in figure) into the accreted terrane and may be extruded onto the ocean floor. As the descending crust continues to heat up, more water is liberated, and it transforms into drier, high- P eclogite, but amphibole may still be present. In exceptionally young, hot subducting crust, dehydration partial melting of amphibole eclogite may generate adakite melts that rise through the mantle wedge, possibly mixing with andesitic partial melts, before intruding into the arc crust or erupting. Hydrated mantle peridotite overlying the subducting crust may be dragged down in a "corner flow" by viscous coupling, releasing water as the low- T hydrous minerals partially dehydrate into amphibole + phlogopite $\pm$ serpentine that are stable at higher P - T (Figure 11.18). Inset diagram in lower right (enlarged from the box in the main part of the diagram) shows that convective flow in mantle draws rising aqueous fluids laterally away from the crust into the hotter part of wedge where partial melting occurs. It should be noted in this inset diagram that temperatures increase in rocks from the lower left corner to the upper right: That is, there is an inverted thermal gradient.



2.23 Very different **chondrite-normalized REE patterns** in three rocks. Compare patterns of partition coefficients in Figure 2.22, especially the mirror image of lunar basalt and plagioclase and of adakite and garnet.



11.19 Trace-element arc signature in island arc rocks. (a) "Spiky" patterns for island-arc adakite and island-arc tholeiitic basalt compared with smooth pattern for mid-ocean ridge basalt (MORB). (Data from Drummond et al., 1996; Wilson, 1987; Sun and McDonough, 1989.) (b) Differential enrichment of a hypothetical MORB source (lowermost dotted line) by fluid solutions liberated from the subducted oceanic crust (dark shading) produces an enriched mantle peridotite arc source. Partial melts of this arc source (light shading) yield the island-arc tholeiitic basalt magma in (a). (Redrawn from Davidson, 1996.)

Nb-Ta-Ti аномалия в островодужных базальтах может быть вызвана:

1. Остаточной тугоплавкой фазой – рутилом.
2. Фракционированием амфибола – роговой обманки.
3. Низкой мобильностью HFS-элементов при транспортировке водным флюидом.

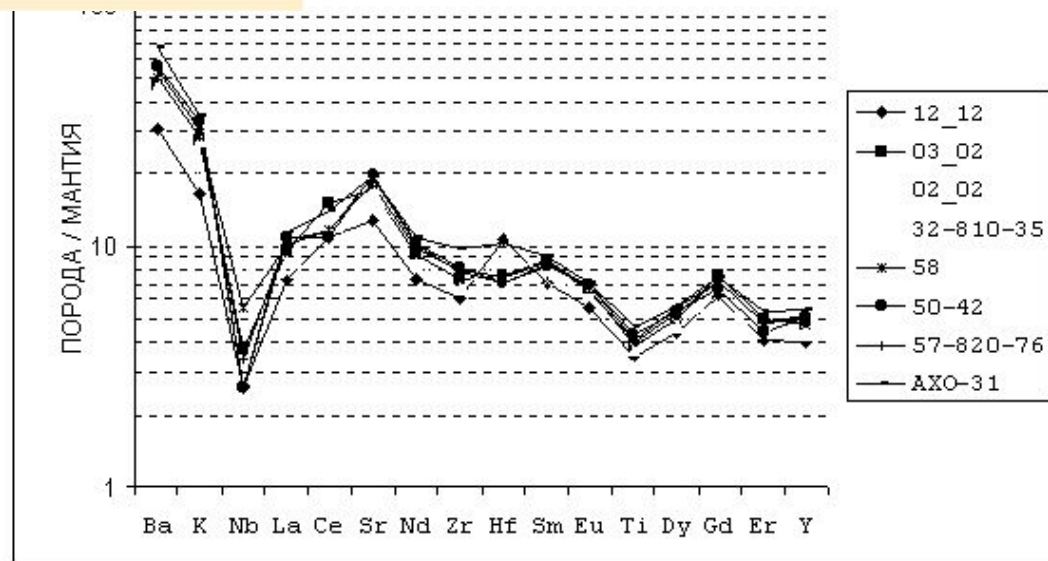
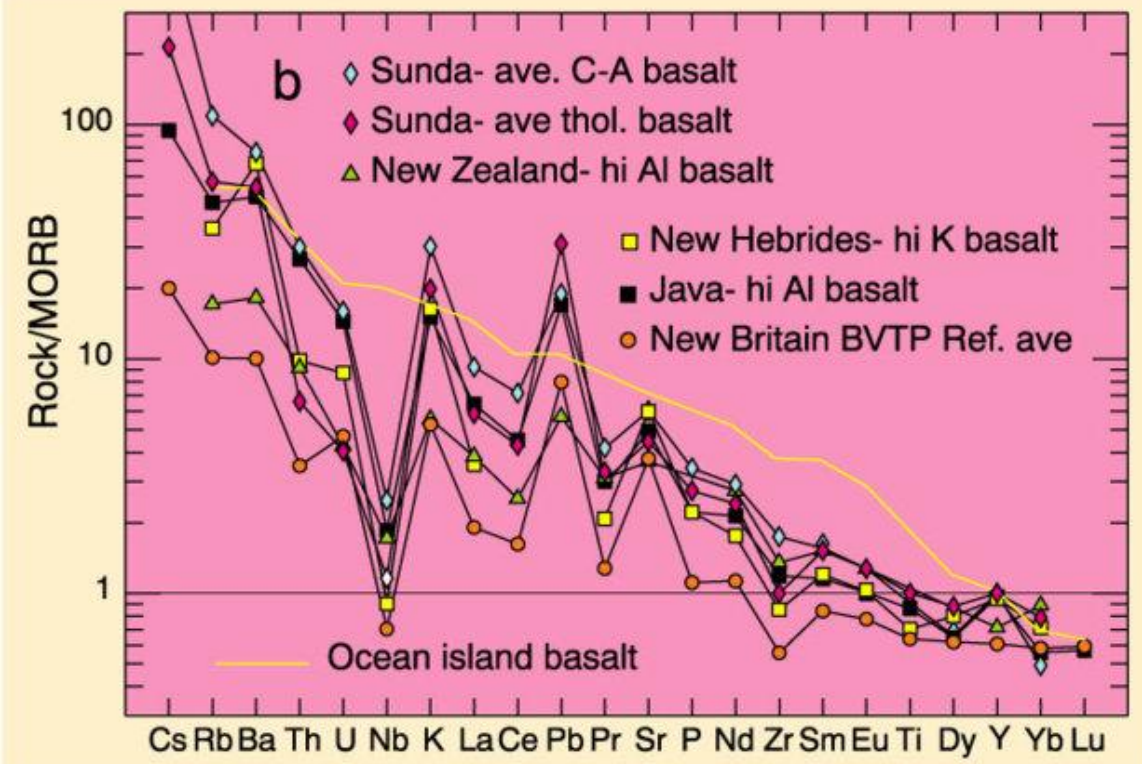


Рис2. Спайдер-диаграмма составов магнезиальных и высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана

Расчет геохимического состава расплава по составу минерала.

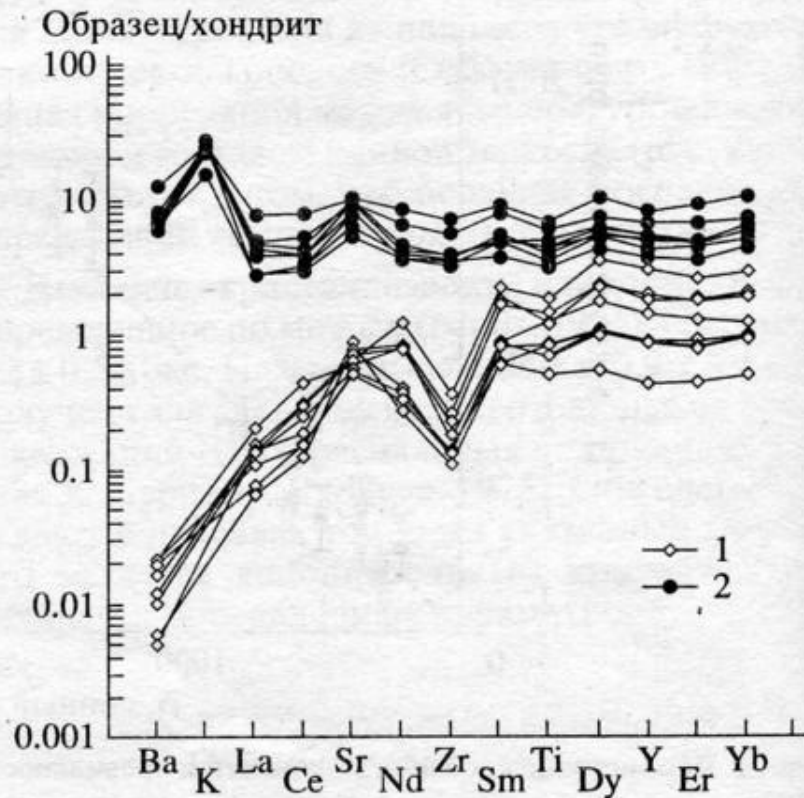


Рис. 4. Нормализованные содержания несовместимых элементов в клинопироксенах (1) и расплавных включениях (2).

Содержания элементов, нормированные к хондриту по (Anders, Greves, 1989).

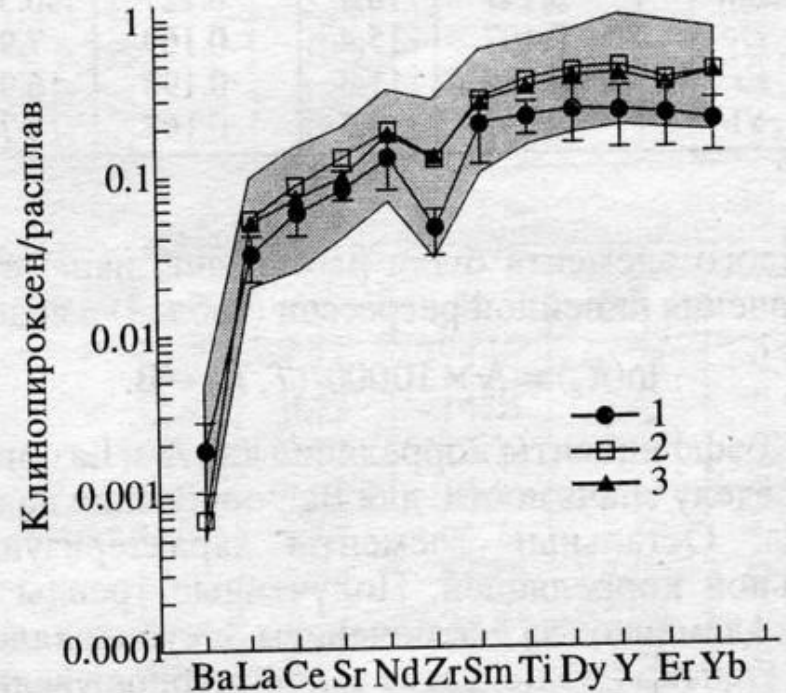
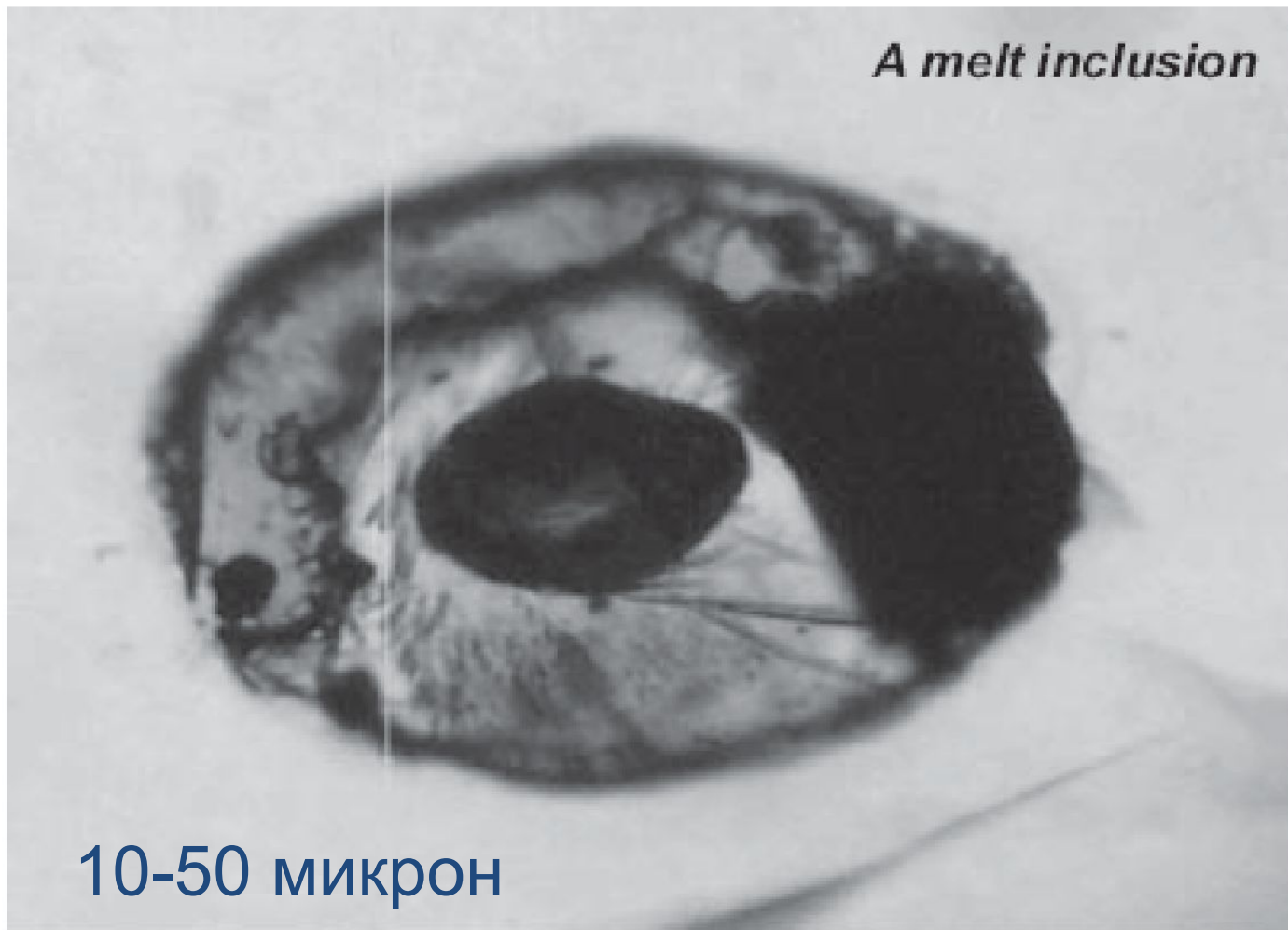
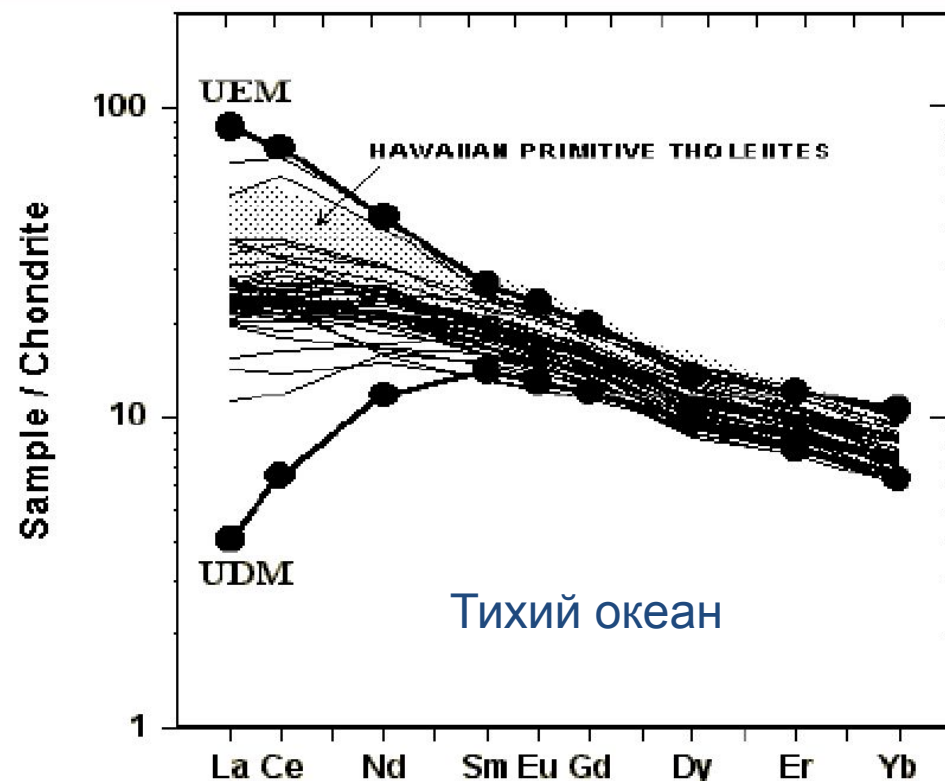


Рис. 5. Средние коэффициенты распределения между клинопироксеном и расплавом.

1 – данные настоящей работы; 2 – по данным из работы (Hart, Dunn, 1993); 3 – по данным из работы (Johnson, 1994). Полем показан интервал коэффициентов распределения для клинопироксена, рекомендованный в работе (Green, 1994).

Совместное исследование геохимии минерала-хозяина и расплавных включений





Rare earth element compositions of melt inclusions in olivine from Hawaiian tholeiites, including range of whole-rock data. These data are not only normalized to chondrites but also to 10 wt.% Al_2O_3 of primary melt from Sobolev and Nikogosian (1994). These ultra-depleted (UEM) and ultra-enriched (UDM) melt components were completely unknown until they were found in these inclusions trapped in high-Mg olivines. This indicates the co-existence of very different magmas in an efficiently mixing magma conduit.

Гетерогенность магмы по геохимии расплавных включений в оливине

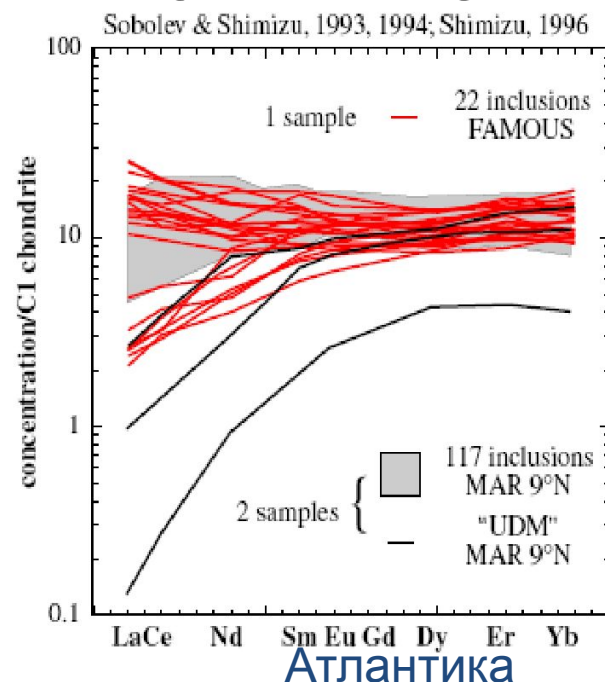


Figure 1. Chemical variation observed in melt inclusions from single hand samples; summary of results from Shimizu [1998] and Sobolev and Shimizu [1993] for samples from the Mid-Atlantic Ridge.

Неоднородность MORB по г/х стекол

Spiegelman et al.: Channel induced chemical variation

3

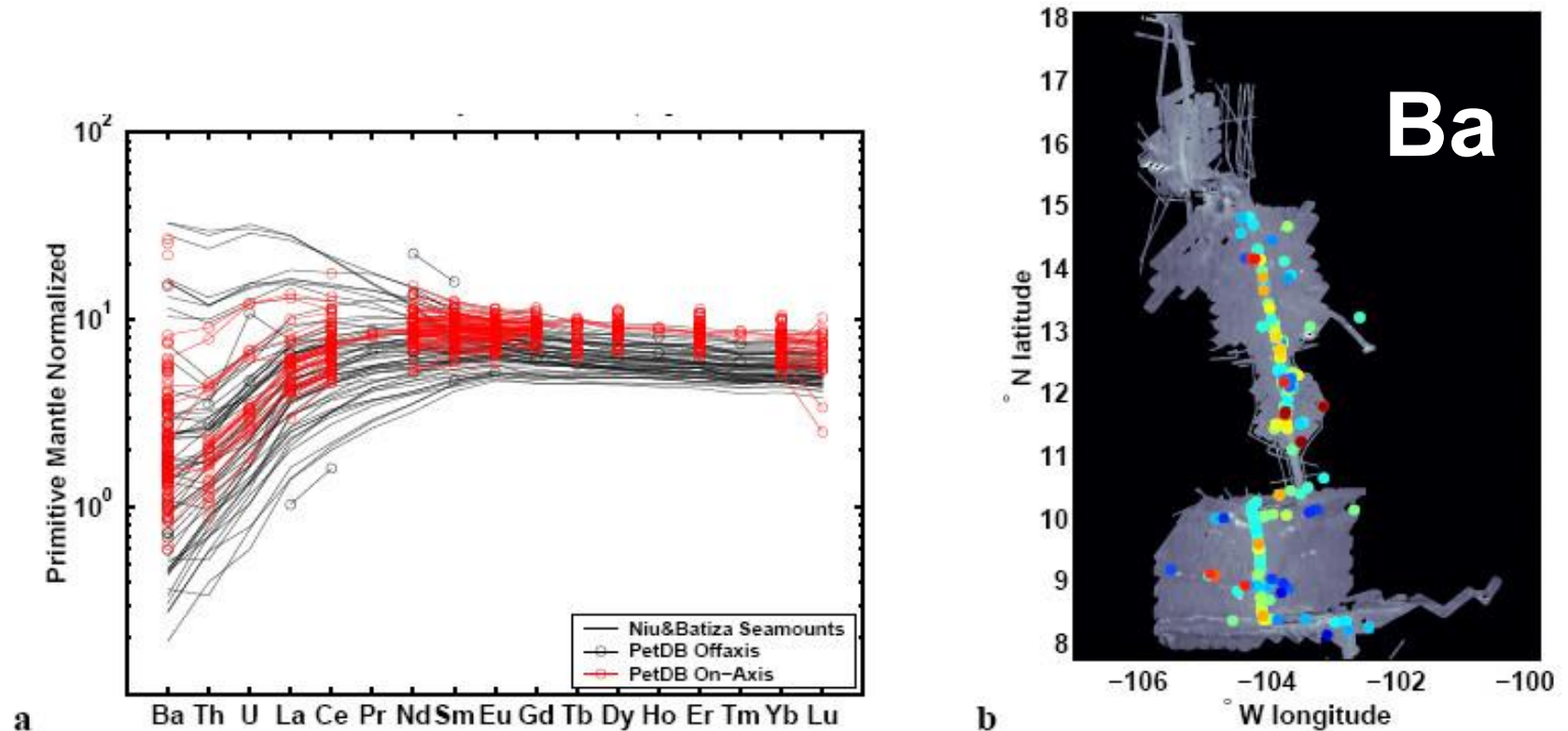


Figure 2. Chemical and spatial variation of MORB glasses with $\text{MgO} > 7\%$ from 8–15°N EPR. (a) Variability of trace element concentrations for off-axis melts (black) and on-axis melts (red). The data sources are as reported by PetDB [Lehnert et al., 2000] with most of the off-axis analyses from Niu and Batiza [1997]. (b) A map showing $\log_{10}$ Ba concentration as a function of sample position. Red points are high Ba and blue points are low Ba. Note that the seamounts tend to be somewhat more depleted than the axial melts but in general the correlation between composition and location is poor.

Отсутствие ассимиляции коровых океанических базальтов мантийными магмами плюма (Гавайи)

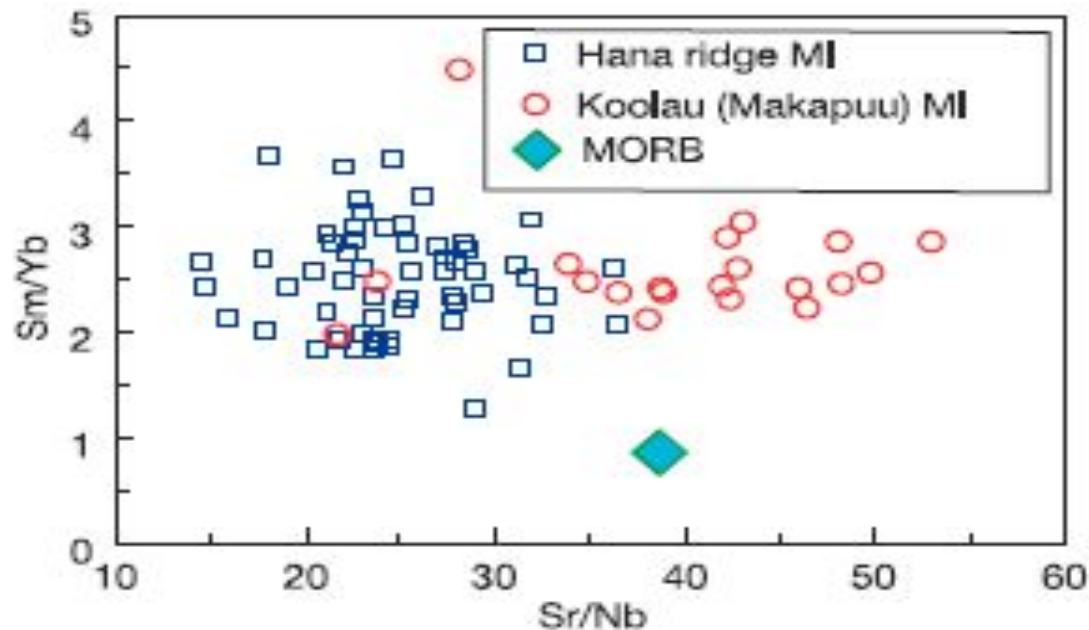
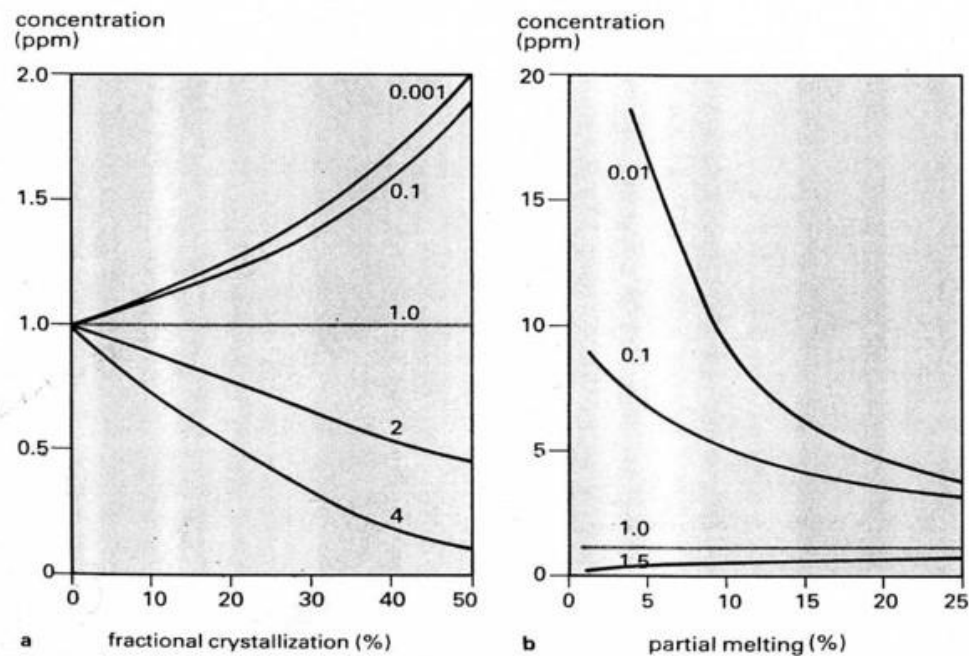
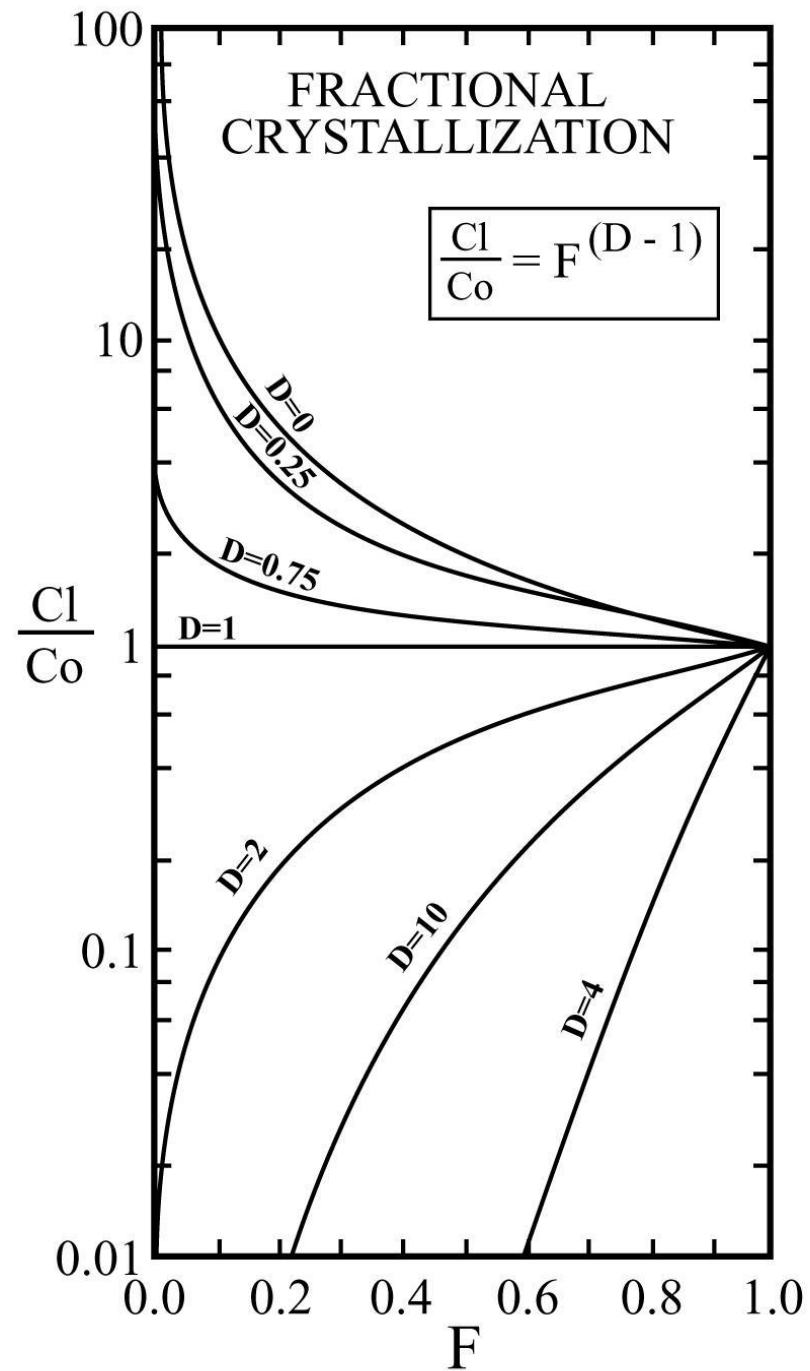
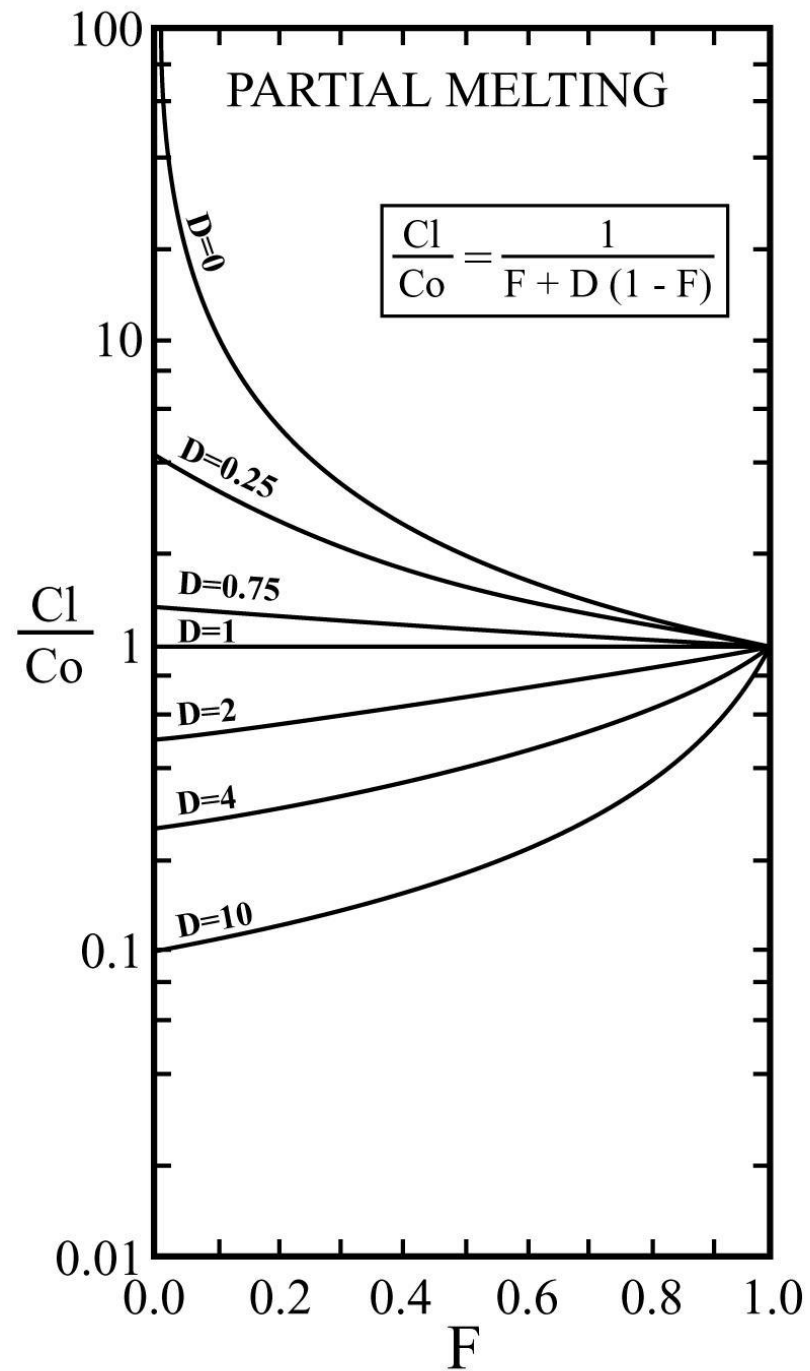


Figure 4 | Variation of trace element ratios in melt inclusions compared to oceanic crust basalt. The wide range of Sr/Nb, and relatively constant and higher Sm/Yb, in the melt inclusions implies that their compositions are unlikely to have been derived from assimilation of ocean crust basalt by plume magmas. Data for ocean crust basalt are from ref. 33. MORB, mid-ocean-ridge basalt.

Геохимическое моделирование процессов частичного плавления и фракционной кристаллизации



8.4: Calculated relative concentrations of trace elements in a liquid after different degrees of partial melting and fractional crystallization. The original solid and liquid respectively contained 1 ppm, and different curves reflect particular partition coefficients, K_D . For both partial melting and fractional crystallization, elements with small K_D are concentrated in the liquid, whereas those with large K_D (> 1) remain in the crystals and are thus depleted in the liquid.



Basic equations for trace elements

$$C_{mixture} = X_A C_A + (1 - X_B) C_B$$

Mixing

$$C_l = \frac{C_0}{F + D(1 - F)}$$

Partial
melting

$$C_l = C_0 F^{(D-1)}$$

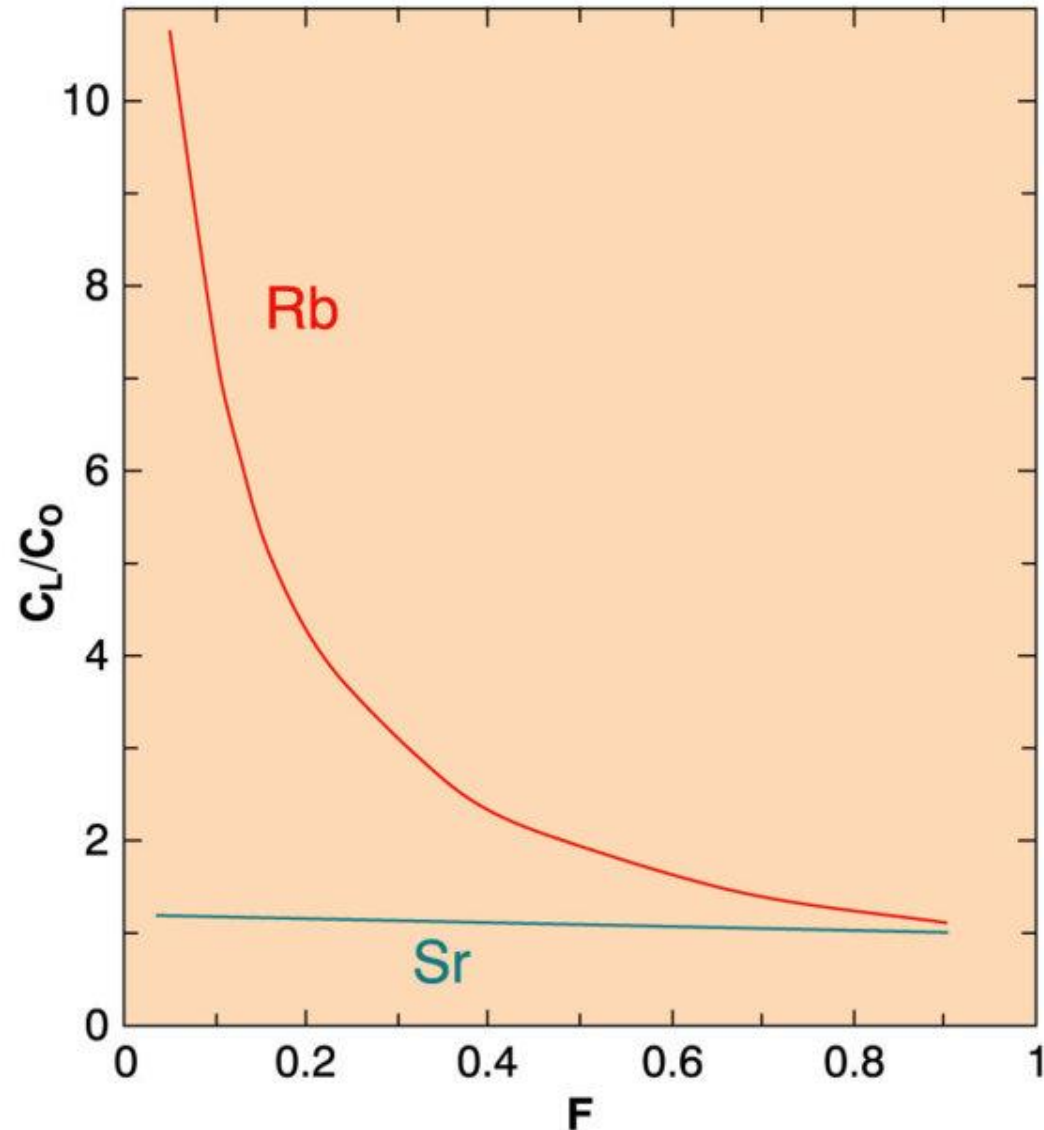
Frac. Cryst.

Частичное плавление (batch melting)

- Изменение содержания Rb и Sr в расплаве при прогрессивном частичном

Table 9-3 . Batch Fractionation Model for Rb and Sr

F	$C_L/C_0 = 1/(D(1-F)+F)$		Rb/Sr
	D_{Rb} 0.045	D_{Sr} 0.848	
0.05	9.35	1.14	8.19
0.1	6.49	1.13	5.73
0.15	4.98	1.12	4.43
0.2	4.03	1.12	3.61
0.3	2.92	1.10	2.66
0.4	2.29	1.08	2.11
0.5	1.89	1.07	1.76
0.6	1.60	1.05	1.52
0.7	1.39	1.04	1.34
0.8	1.23	1.03	1.20
0.9	1.10	1.01	1.09

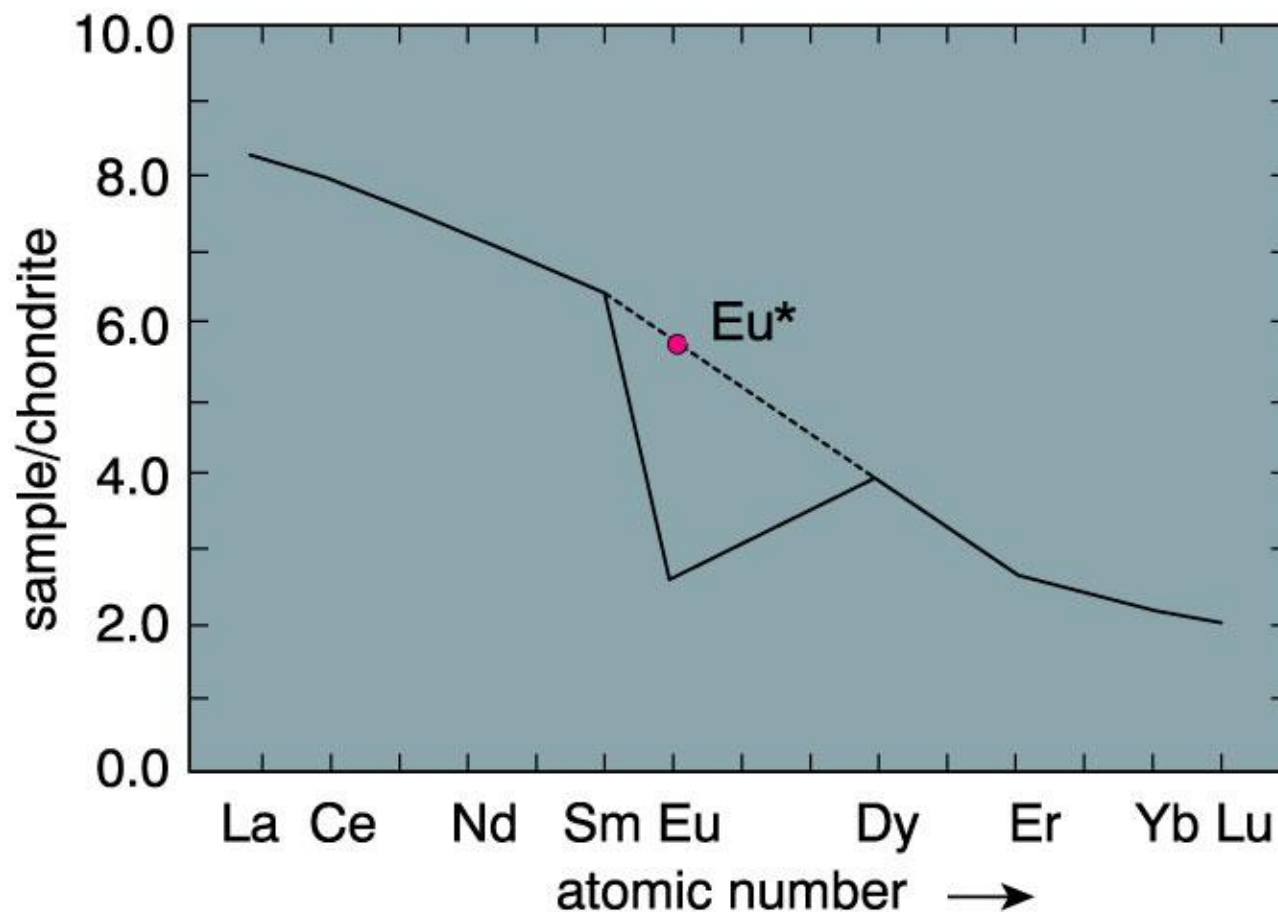


- **Частичное плавление:**
- - равновесное (расплав постоянно реагирует с реститом до момента удаления выплавленной порции магмы). *Постоянный контакт расплава с реститом обеспечивает равновесность этих двух фаз.*
- - фракционное или релеевское (выплавленные небольшие количества расплава мгновенно удаляются из зоны магмагенерации). *Равновесие достигается только между расплавом и поверхностями зерен минералов в источнике плавления.*

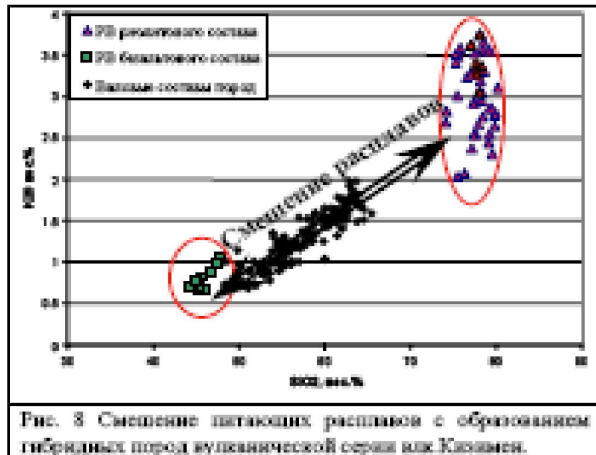
- **Фракционная кристаллизация:**

- - равновесная (полное равновесие между всеми твердыми фазами и расплавом в течение кристаллизации).
- - релеевское фракционирование (описывается законом Релея). Крайний случай извлечения кристаллов из расплава сразу после их образования. *В процессе содержание несовместимых эл-в в минерале уменьшается относительно расплава, а совместимых – растет.*
- - in situ (остаточный расплав отделяется от кристаллической «каши» в зоне солидификации на стенах камеры и возвращается в камеру).

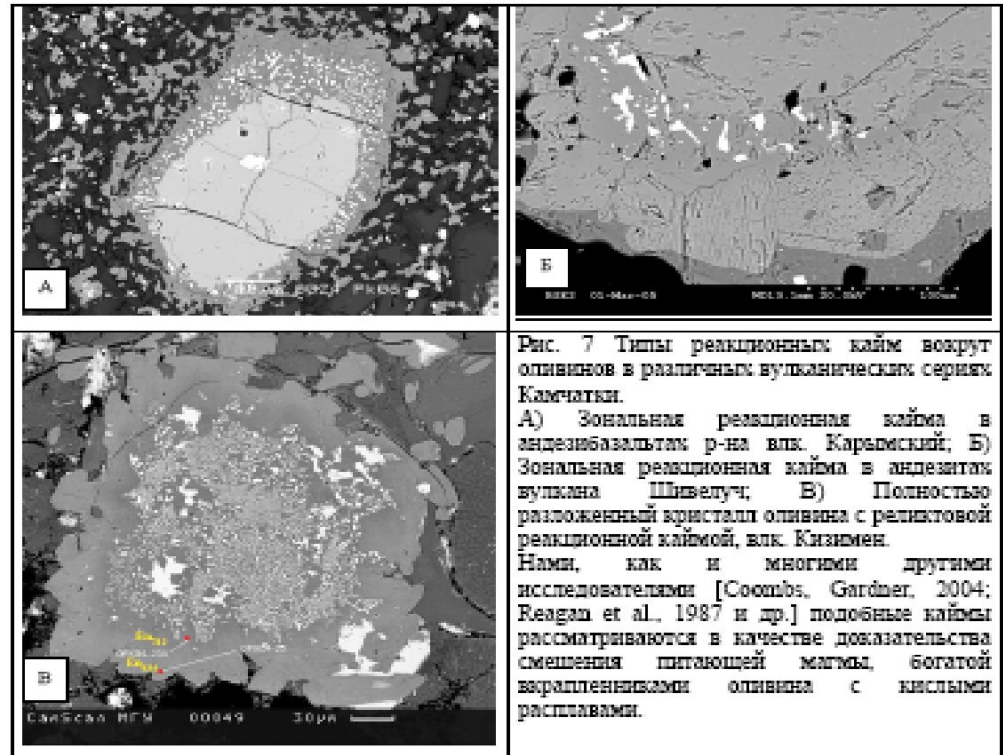
- Eu-аномалия, когда плагиоклаз
 - фракционирует при кристаллизации или
 - является остаточной твердой фазой в источнике



Смешение магм



Плечов, 2008

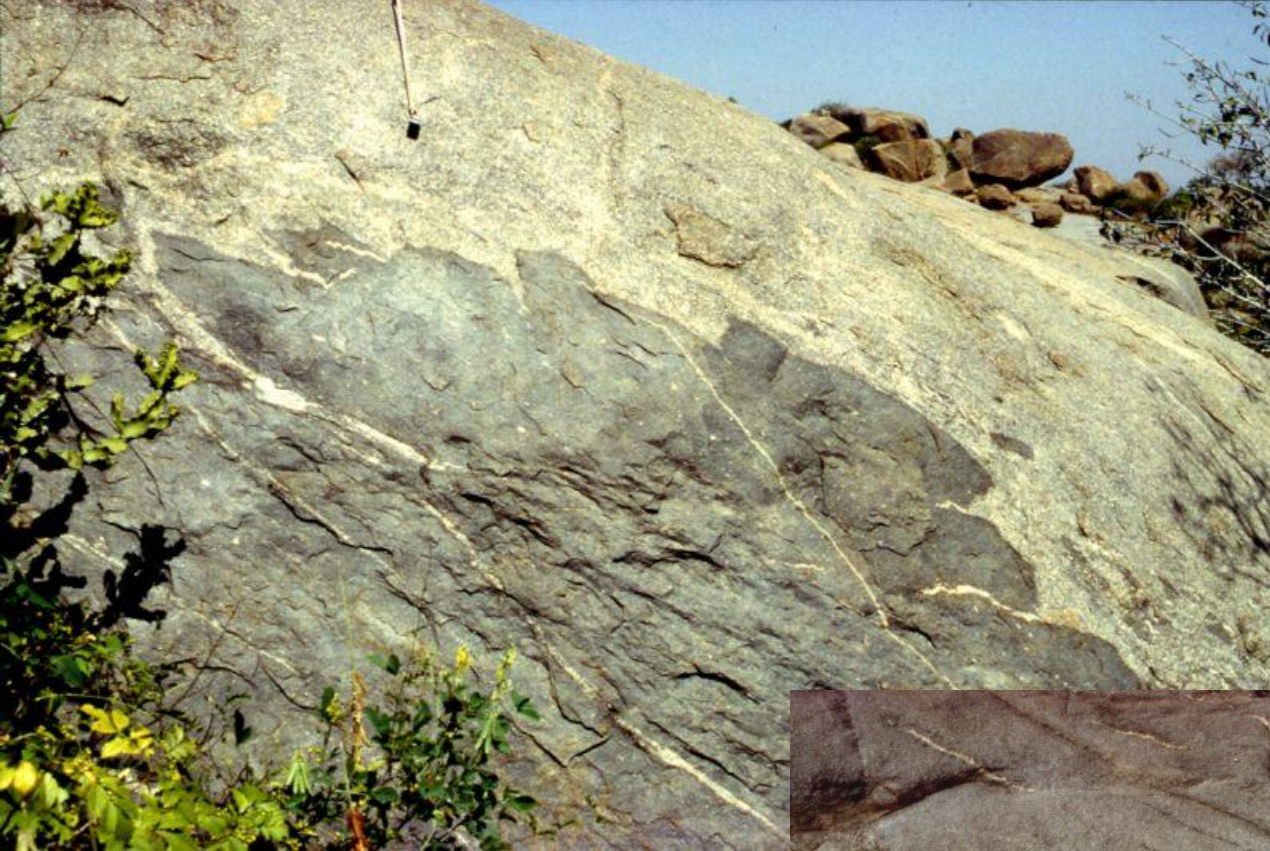


- Типы реакционных кайм вокруг оливинов в различных вулканических сериях Камчатки.
- Подобные каймы рассматриваются в качестве доказательства смешения питающей магмы, богатой вкрапленниками оливина с кислыми расплавами.

2 типа смешения магм

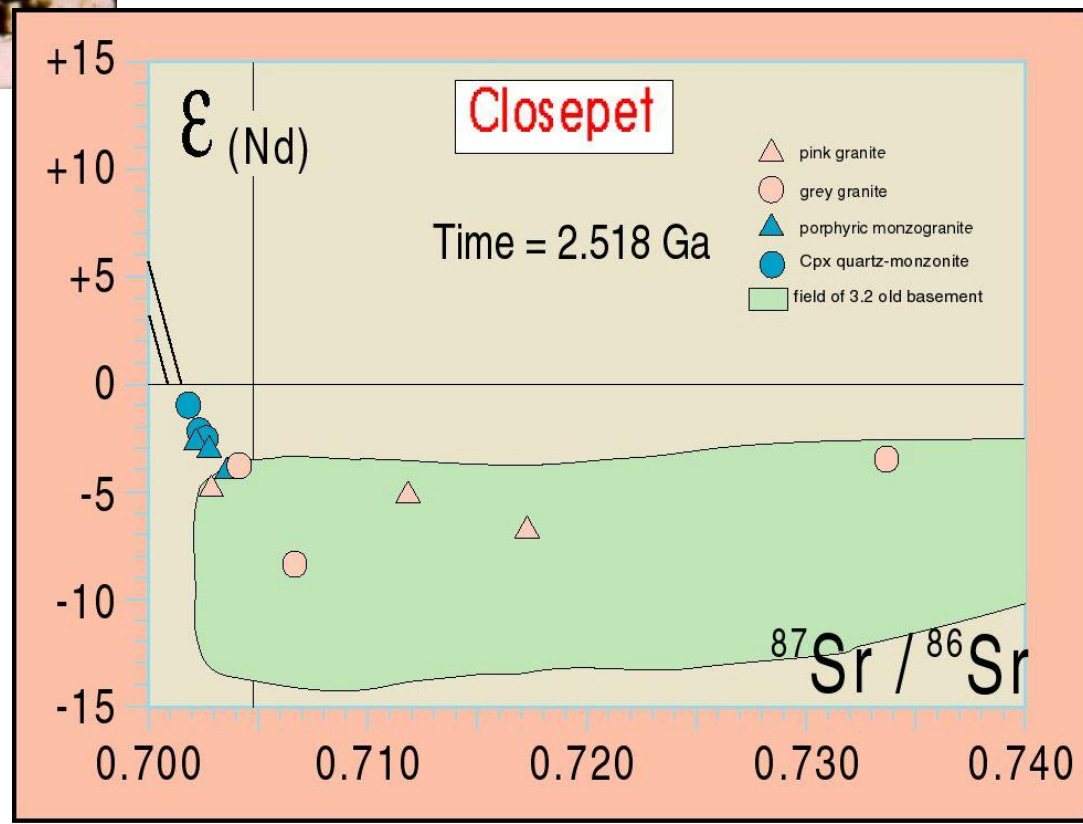
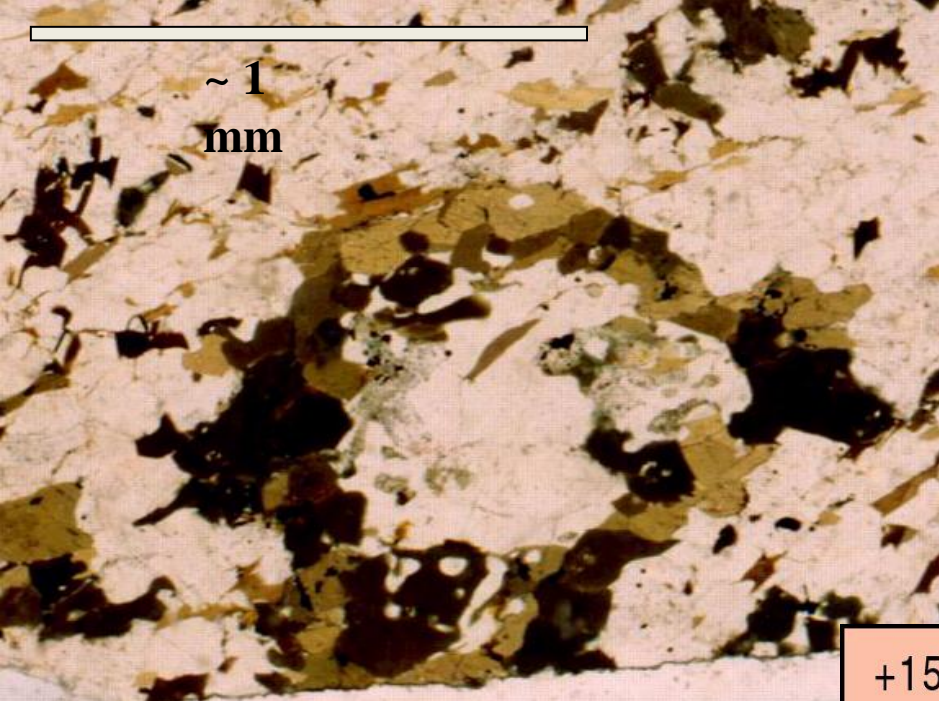
- Полное смешение до относительной однородности (mix – «МИКСИНГ»)
- Механическое перемешивание с сохранением участков (зон) индивидуальных пород (расплавов)
– **МИНГЛИНГ** (mingle)

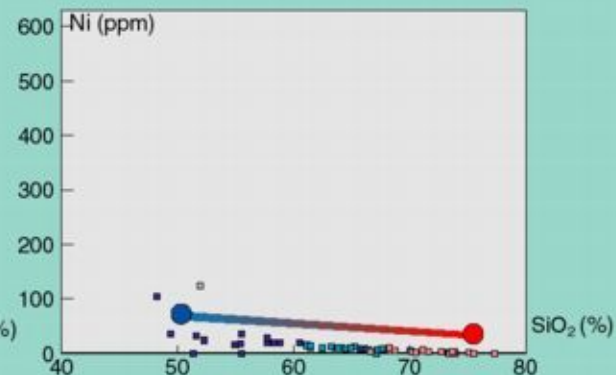
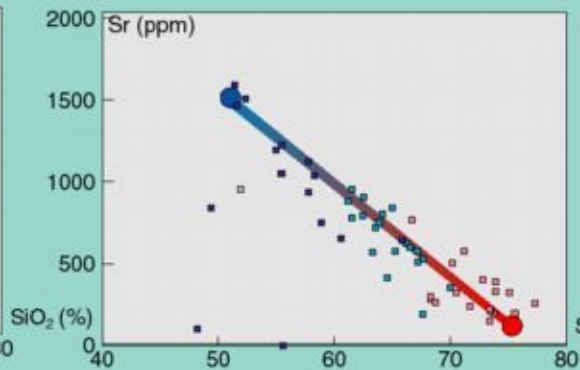
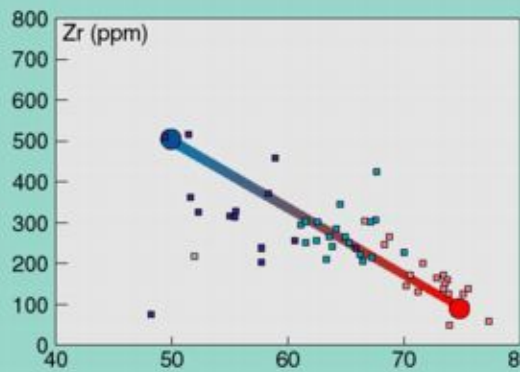
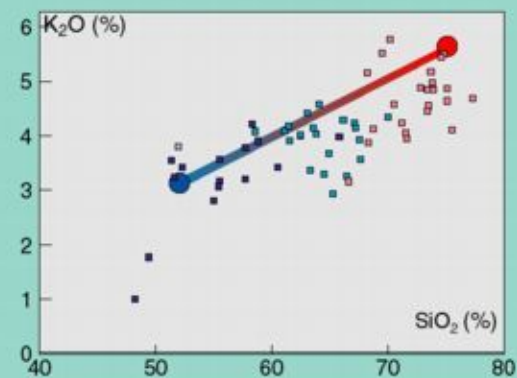
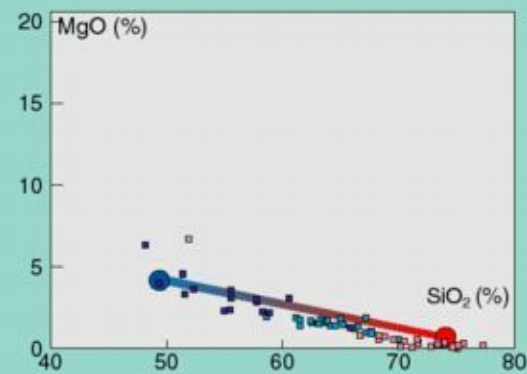
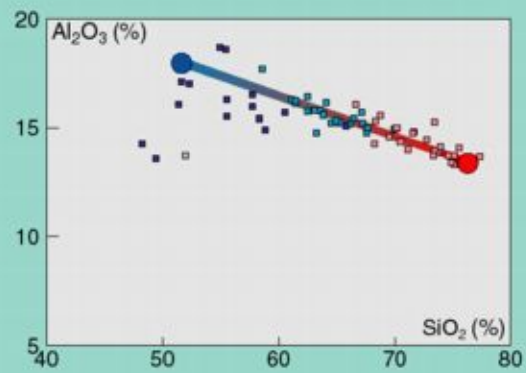




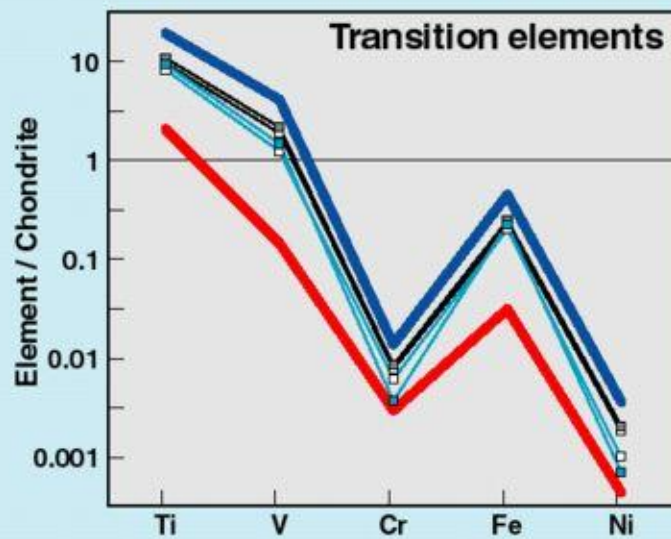
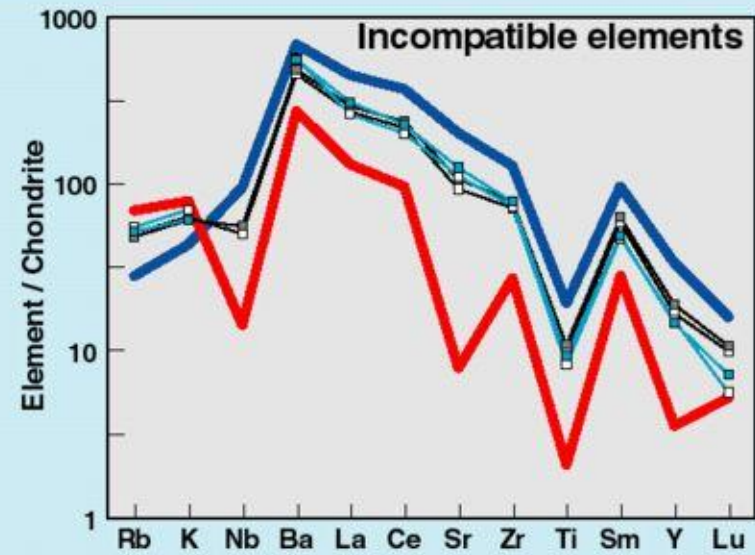
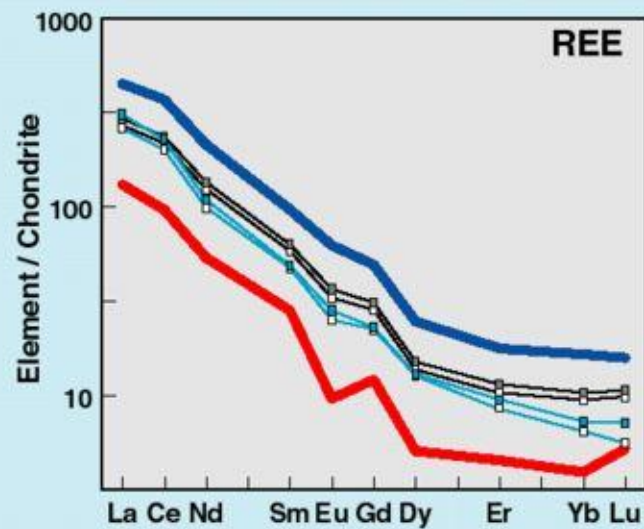
*Closepet granite
(2.5 Ga), South
India*







- Cpx-bearing monzonite
- Porphyritic monzogranite
- Anatectic facies
- Mafic end-member
- Felsic end-member
- Mixing trend



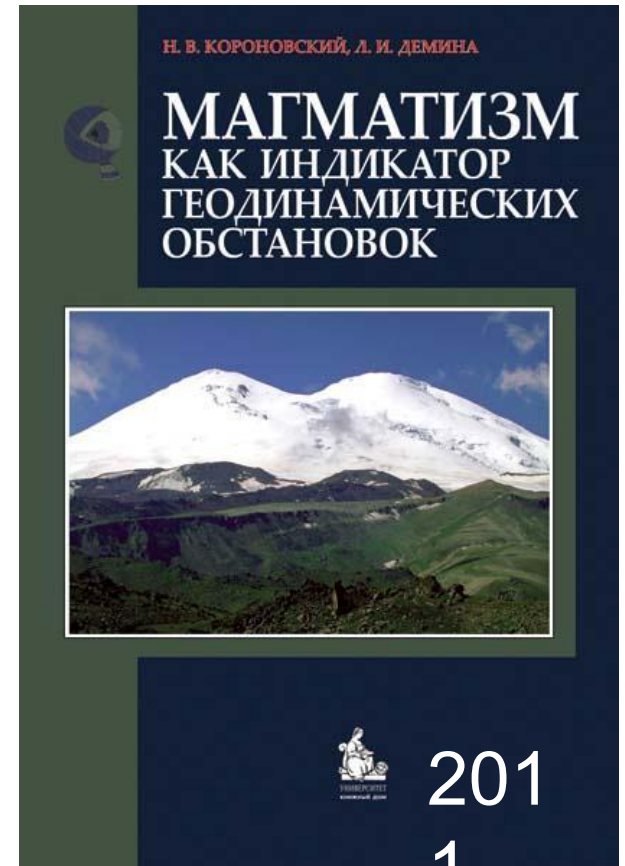
- Basic end-member
- Acid end-member
- Calculated composition for $X_{\text{acid}} = 0.57$
- Calculated composition for $X_{\text{acid}} = 0.50$
- Porphyritic monzogranite J10
- Porphyritic monzogranite J3

Элемент	Использование в качестве петрогенетического индикатора
Ni, Co, Cr	Высоко совместимые элементы. Ni, Cr входят в оливин, Cr – в шпинель и клинопироксен. Высокие концентрации говорят о мантийном источнике, ограниченном фракционировании.
V, Ti	Сильно фракционируют в Fe-Ti оксиды (ильменит или титаномагнетит). Если различается поведение, то Ti мог фракционировать в акцессорные фазы (сфен или рутил).
Zr, Hf	Высоко несовместимые элементы, не входят в главные силикаты. Высокие концентрации говорят об обогащенном источнике или длительной эволюции расплава.

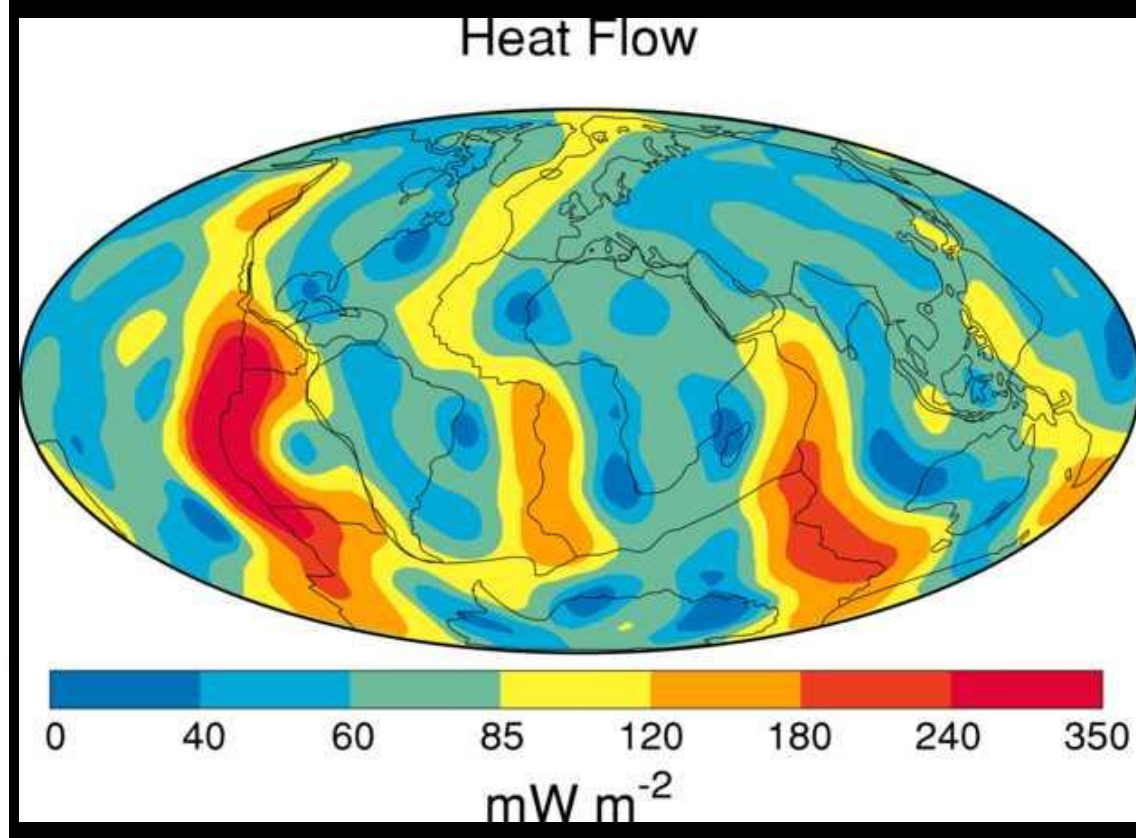
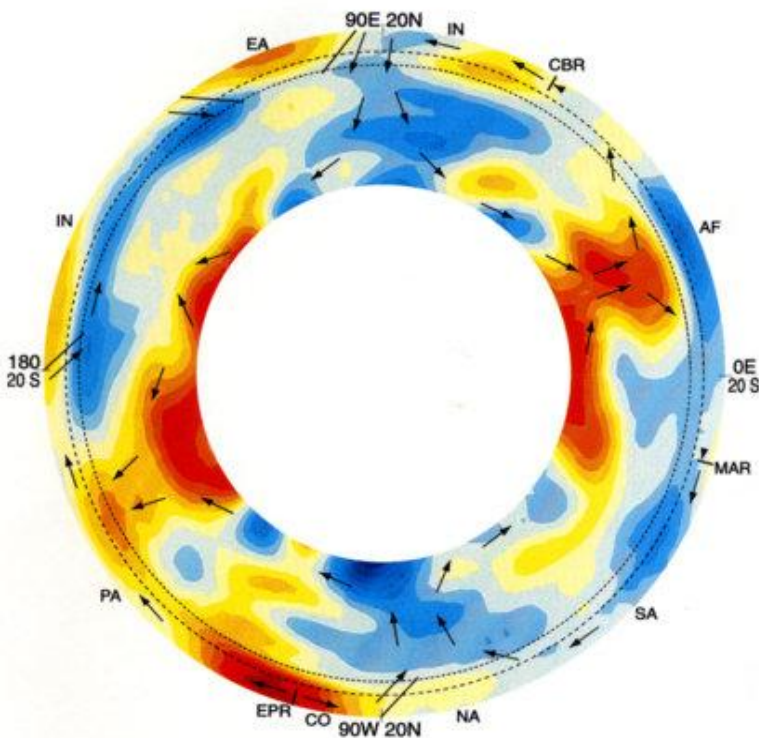
Ba, Rb	Несовместимые элементы, замещают К в слюдах, калиевых полевых шпатах, роговых обманках. Rb хуже входит в рог.обманку. К/Ba отношение может различать эти фазы.
Sr	Замещает Са в плагиоклазе (но не в пироксене), также К в калиевом полево шпате. Совместимый элемент при низких Р (плагиоклаз стабилен и кристаллизуется первым).
REE	Характеристика источника и эволюции расплава. Гранат преимущественно концентрирует HREE. Сфен и плагиоклаз – LREE. Eu^{2+} преимуществ. входит в плагиоклаз.
Y	Обычно несовместимый элемент. Совместим для граната и амфибола. Сфен и апатит концентрируют Y.

Редкие элементы как индикаторы геодинамических обстановок формирования магматических комплексов

- Каждой геодинамической обстановке отвечает специфический тип рудообразования.



Геотермический градиент



Pattern of global heat flux variations compiled from observations at over 20,000 sites and modeled on a spherical harmonic expansion to degree 12. From Pollack, Hurter and Johnson. (1993) *Rev. Geophys.* 31, 267-280.

Cross-section of the mantle based on a seismic tomography model. Arrows represent plate motions and large-scale mantle flow and subduction zones represented by dipping line segments. EPR = East Pacific Rise, MAR = Mid-Atlantic Ridge, CBR = Carlsberg Ridge. Plates: EA = Eurasian, IN = Indian, PA = Pacific, NA = North American, SA = South American, AF = African, CO = Cocos. From Li and Romanowicz (1996). *J. Geophys. Research*, 101, 22,245-72.

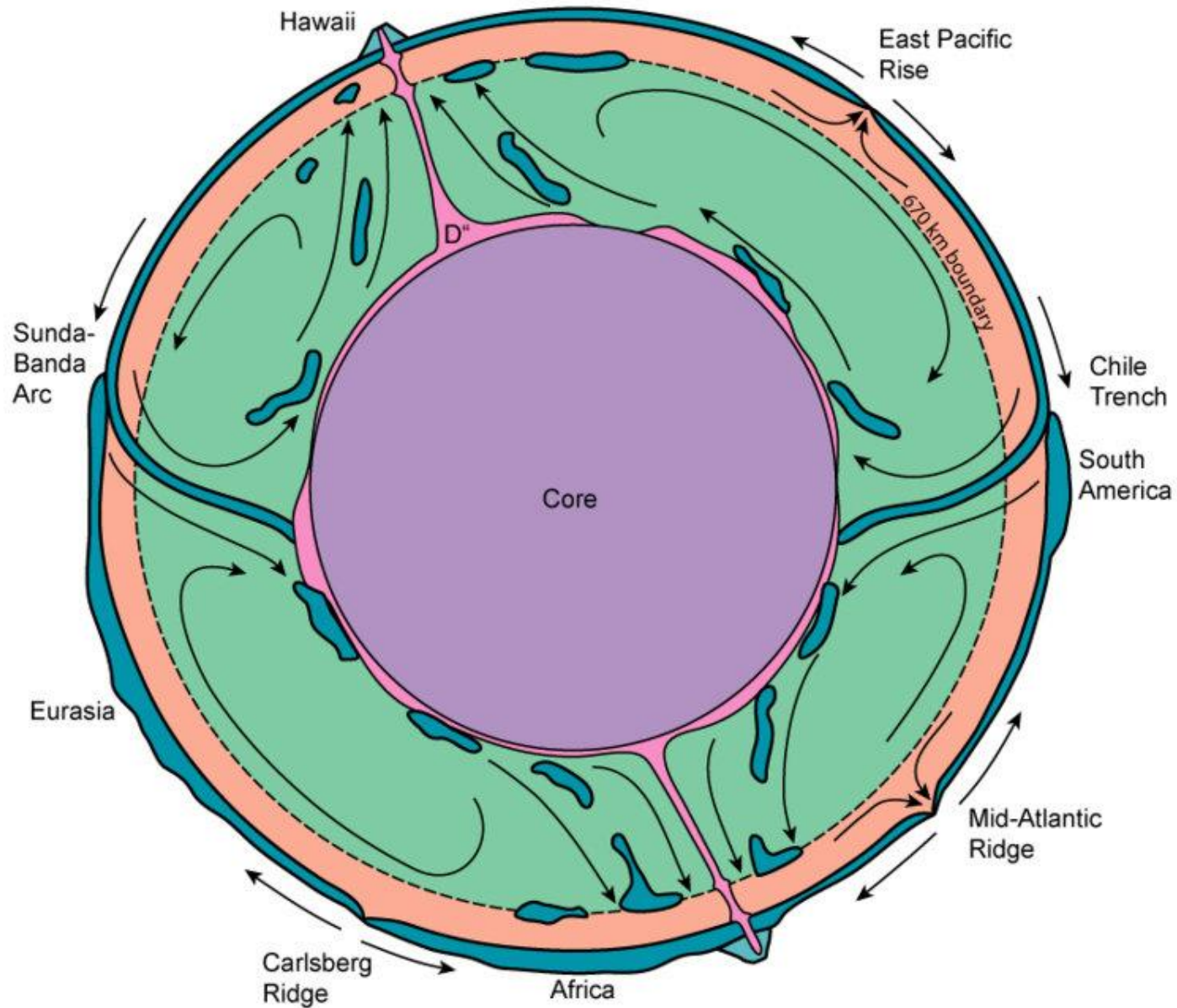
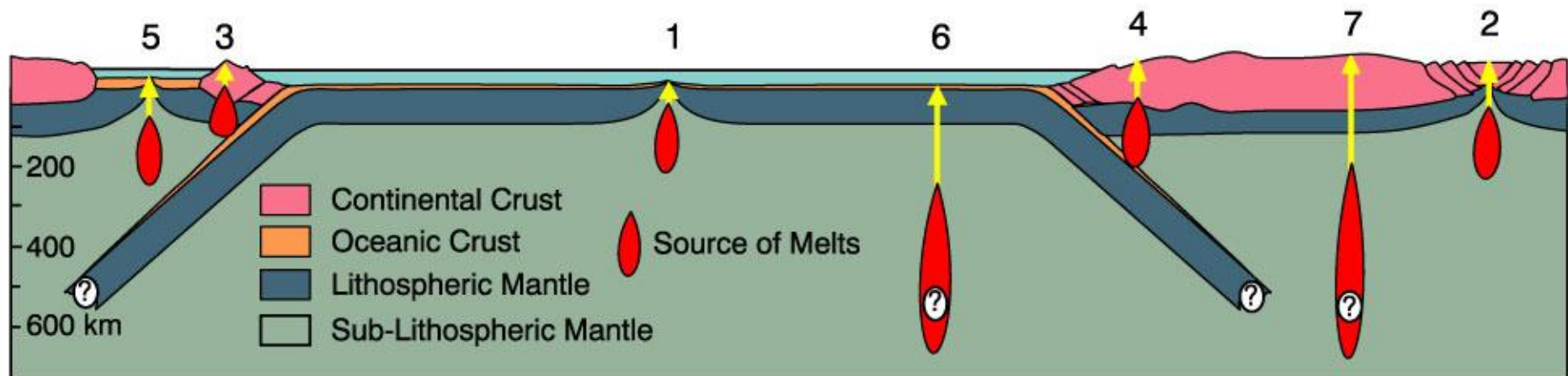
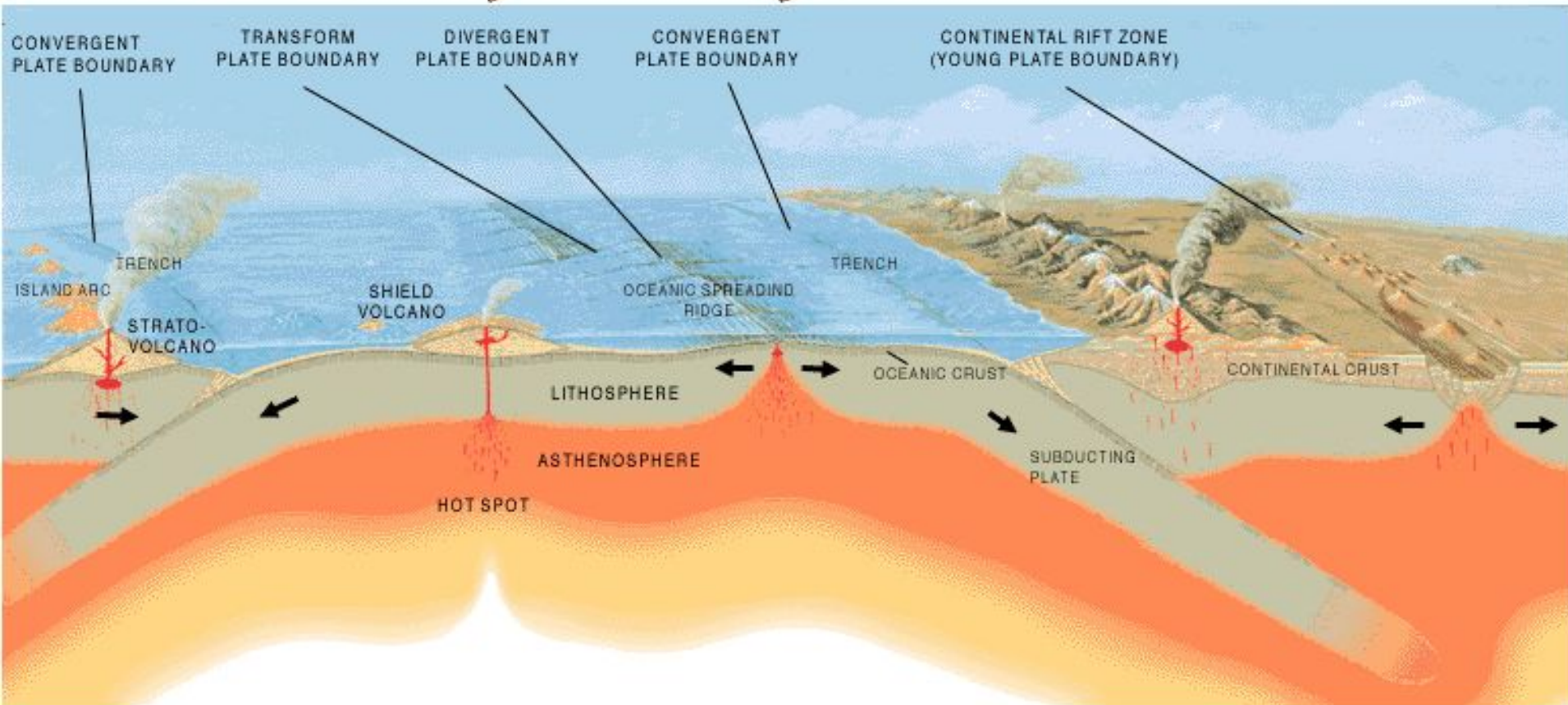
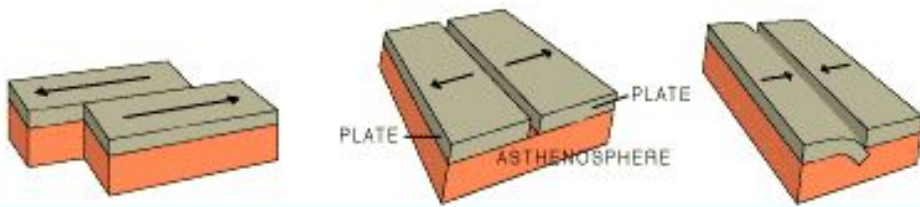


Figure 1-9. Estimated ranges of oceanic and continental steady-state geotherms to a depth of 100 km using upper and lower limits based on heat flows measured near the surface. After Sclater *et al.* (1980), *Earth. Rev. Geophys. Space Sci.*, **18**, 269-311.

Геодинамические обстановки

1. Mid-ocean Ridges
2. Intracontinental Rifts
3. Island Arcs
4. Active Continental Margins
5. Back-arc Basins
6. Ocean Island Basalts
7. Miscellaneous Intra-Continental Activity
 - kimberlites, carbonatites, anorthosites...





Список используемых сокращений

Аббревиатура	Расшифровка
MORB	Mid-Ocean Ridge Basalts – базальты срединно-океанических хребтов
OFB	Ocean Floor Basalts – базальты океанического дна
IAB	Island-Arc Basalts – островодужные базальты
IAT	Island-Arc Tholeiites – островодужные толеиты
VAB	Volcanic-Arc Basalts – базальты вулканических дуг
OIB	Ocean Island Basalts – базальты океанических островов
OIT	Ocean Island Tholeiites – толеиты океанических островов
OIA	Ocean Island Andesites – андезиты океанических островов
BABV	Back-Arc Basin Basalts – базальты задуговых бассейнов
WPT	Within-Plate Tholeiites – внутриплитные толеиты
WPB	Within-Plate Basalts – внутриплитные базальты
LKT	Low Potassium Tholeiites – низкокалиевые толеиты
CAB	Calc-Alkaline Basalts – известковощелочные базальты

DM – деплетированная мантия, обедненная несовместимыми элементами; EM – обогащенная мантия; HIMU – высокое содержание радиогенного свинца (высокое отношение U/Pb).



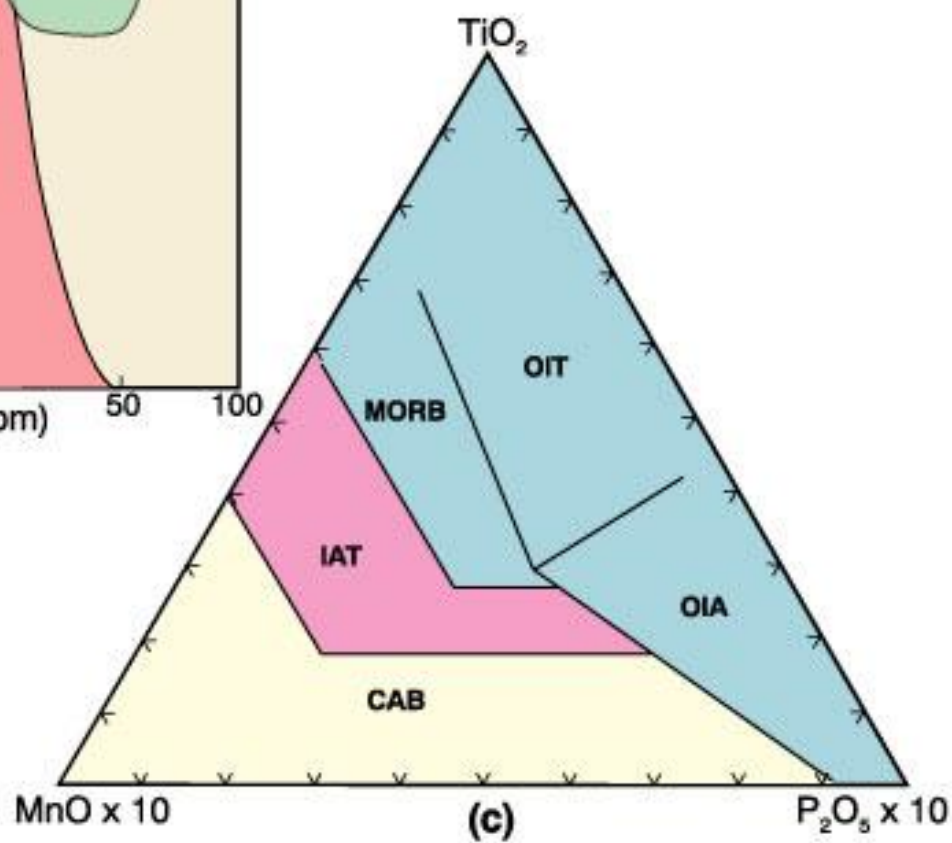
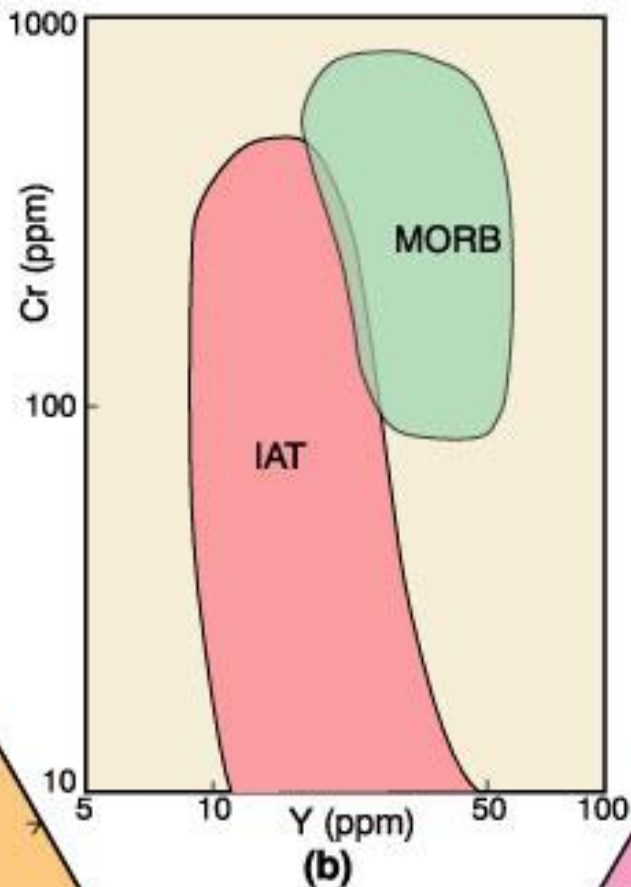
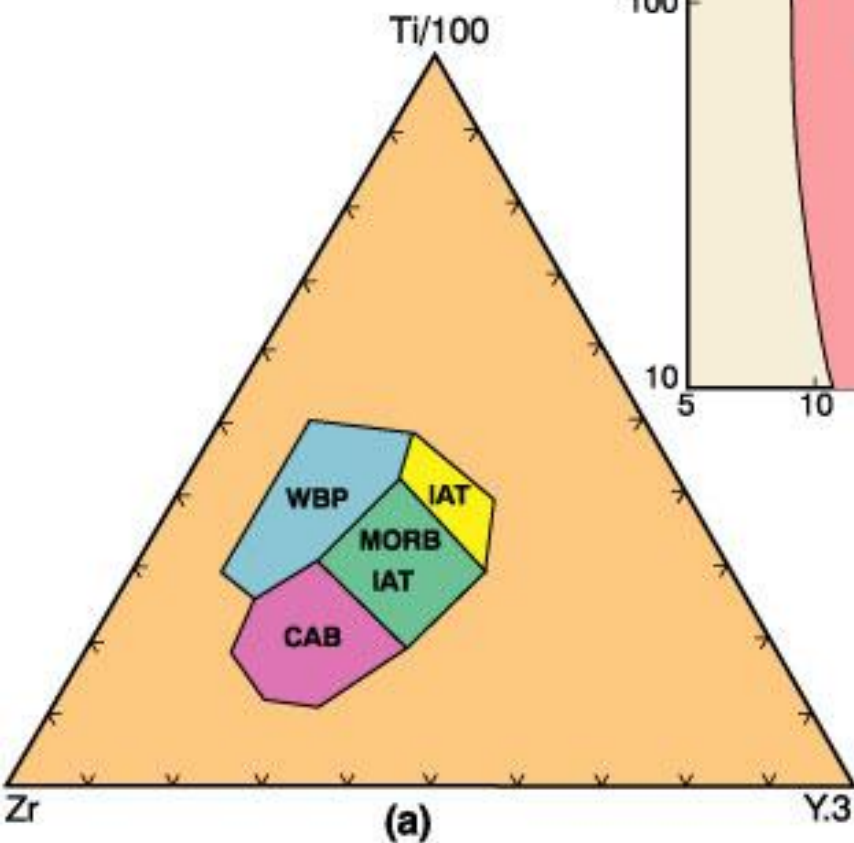
Рис. 5.30. Плитно-тектоническая модель, объясняющая формирование обогащенных конечных компонентов (EM1, EM2 и HIMU) в мантии Земли. Компонент EM2 формируется при крутопадающей субдукции, тогда как компонент EM1 при пологопадающей (изменено после работы [234])



Рис. 5.31. Мантийный тетраэдр: конечные компоненты DMM, EM1, EM2 и HIMU расположены в его вершинах; тренды изотопных отношений стронция, неодима и свинца показывают основной вклад тех или иных изотопных отношений при выделении этих компонентов; относительное смещение составов многих базальтов различных океанических островов от линии смещения компонентов EM2 и HIMU может быть объяснено существованием некоего гипотетического компонента мантийных плюмов FOZO [152]

Explanation

WBP within-plate basalts
IAT island-arc tholeiites
CAB calc-alkaline basalts
MORB mid-ocean ridge basalts
OIT ocean island tholeiite
OIA ocean island alkaline basalt



CLASSIFICATION PLOTS

Menu item	Module name	Scope ¹	Plot description	Details (reference)
AFM (Irvine + Baragar 1971)	AFM	G	(Na ₂ O+K ₂ O) – FeO ^t – MgO ternary	AFM plot that serves to discriminate between calc-alkaline and tholeiitic subalkaline series (Irvine & Baragar, 1971).
SiO ₂ - FeO ^t /MgO (Miyashiro 1974)	Miyashiro	G	SiO ₂ vs. FeO ^t /MgO binary	Diagram of Miyashiro (1974) distinguishing between tholeiitic and calc-alkaline igneous rocks.
SiO ₂ - K ₂ O (Peccerillo + Taylor 1976)	PeceTaylor	G	SiO ₂ vs. K ₂ O binary	Diagram proposed by Peccerillo & Taylor (1976) to distinguish various series of tholeiitic, calc-alkaline and shoshonitic rocks.
Co – Th (Hastie et al. 2007)	Hastie	G	Co vs. Th	Replacement for the previous plot of Peccerillo & Taylor (1976) using less mobile elements, designed by Hastie <i>et al.</i> (2007).
A/CNK - A/NK (Shand 1943)	Shand	G	Al ₂ O ₃ /(CaO+Na ₂ O+K ₂ O) vs. Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O) (mol. %)	Classic A/CNK vs A/NK plot of Shand (1943) discriminating metaluminous, peraluminous and peralkaline compositions.
TAS (Le Bas et al. 1986)	TAS	V	SiO ₂ vs. (Na ₂ O + K ₂ O) binary	The principal variation of the TAS diagram, as proposed by Le Bas <i>et al.</i> (1986) and codified by Le Maitre (1989). Dividing line between alkaline and subalkaline series is that of Irvine & Baragar (1971).
TAS (Cox et al. 1979)	CoxVolc CoxPlut	V P	SiO ₂ vs. (Na ₂ O + K ₂ O) binary	Variation of the TAS diagram proposed by Cox <i>et al.</i> (1979) and adopted by Wilson (1989) for plutonic rocks.
TAS (Middlemost 1994)	TASMiddlemostVolc TASMiddlemostPlut	V P	SiO ₂ vs. (Na ₂ O + K ₂ O) binary	Variation of the TAS diagram proposed by Middlemost (1994).
Jensen (1976)	Jensen	V	Al – (Fe ^t + Ti) – Mg ternary	Ternary plot of Jensen (1976).
R ₁ -R ₂ (De la Roche et al. 1980)	LarocheVolc LarochePlut	V P	R ₁ -R ₂ binary (in millications).	Multicationic classification plot of De La Roche <i>et al.</i> (1980) (R ₁ : 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti); R ₂ : 6Ca + 2Mg + Al).
Nb/Y - Zr/TiO ₂ (Winchester + Floyd 1977) Zr/TiO ₂ - SiO ₂ (Winchester + Floyd 1977)	WinFloyd1 WinFloyd2	V	log Nb/Y vs. log Zr/TiO ₂ log Zr/TiO ₂ vs. SiO ₂ binary	Diagrams proposed by Winchester & Floyd (1977) for classification of volcanic rocks using incompatible element ratios.
Nb/Y - Zr/Ti (modified by Pearce 1996)	Pearce1996	V	log Nb/Y vs. log Zr/Ti	The log Nb/Y vs. log Zr/TiO ₂ plot of Winchester & Floyd (1977) modified by Pearce (1996).
QAPF diagram (Streckeisen 1978)	QAPFVolc	V	QAPF – modal compositions	Modal QAPF diagram of Streckeisen (1978)
QAPF diagram (Streckeisen 1974)	QAPFPlut	P	QAPF – modal compositions	Modal QAPF diagram of Streckeisen (1974)

¹Scope: G: general diagram, V: designed for volcanic rocks, P: designed for plutonic rocks

CLASSIFICATION PLOTS (CONTD.)

<i>Menu item</i>	<i>Module name</i>	<i>Scope¹</i>	<i>Plot description</i>	<i>Details (reference)</i>
Feldspar triangle (O'Connor 1965)	O'ConnorVolc O'ConnorPlut	V P	Ternary plot Ab-An-Or	Classification diagram after O'Connor (1965) for silica-rich rocks (quartz > 10 %). It is based on CIPW-normative (volcanic, plutonic rocks) or modal (plutonic rocks) contents of albite, anorthite and K-feldspar.
P-Q (Debon + Le Fort 1983)	DebonPQ	P	P-Q binary (in millications)	Nomenclature diagram of Debon & Le Fort (1983). Its coordinates correspond to proportions of Kfs and Pl to Qtz (P: K - (Na + Ca), Q: Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)).
B-A (Debon + Le Fort 1983)	DebonBA	P	B-A binary (in millications)	The B-A diagram (Debon & Le Fort 1983) defines six sectors (I - VI), reflecting alumina balance of samples (B: Fe + Mg + Ti, A: Al - (K + Na + 2Ca)).
B-A (modified by Villaseca et al. 1998)	Villaseca	P	B-A binary (in millications)	The B-A diagram (Debon & Le Fort 1983) with fields of various types of peralkaline rocks as outlined by Villaseca <i>et al.</i> (1998)
Middlemost (1985)	MiddlemostPlut	P	SiO ₂ vs. (Na ₂ O + K ₂ O) binary	Classification diagram of Middlemost (1985) for plutonic rocks.

¹Scope: G: general diagram, V: volcanic rocks, P: plutonic rocks

GEOTECTONIC PLOTS

<i>Menu item</i>	<i>Module name</i>	<i>Scope¹</i>	<i>Plot description</i>	<i>Details (reference)</i>
Batchelor + Bowden (1985)	Batchelor	Gr	R ₁ -R ₂ binary (in mililications)	R ₁ -R ₂ diagram (De La Roche <i>et al.</i> , 1980) with geotectonic implications after Batchelor & Bowden (1985). (R ₁ : 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti); R ₂ : 6Ca + 2Mg + Al).
Maniar + Piccoli (1989)	Maniar	Gr	binary plots SiO ₂ vs. K ₂ O, Al ₂ O ₃ , and FeOt/(FeOt+MgO); MgO vs. FeOt; CaO vs. FeOt+MgO; A/CNK vs. A/NK	Major-element based geotectonic classification of granitoids (Maniar & Piccoli, 1989).
Frost <i>et al.</i> (2001)	Frost	Gr	binary plots SiO ₂ vs. FeOt/(FeOt+MgO); SiO ₂ vs. Na ₂ O+K ₂ O-CaO ASI vs. A/NK	Major-element based classification of granitoids (Frost <i>et al.</i> , 2001).
A type granitoids (Whalen <i>et al.</i> 1987)	Whalen	Gr	binary plots Zr+Nb+Ce+Y vs. FeOt/MgO (Na ₂ O+K ₂ O)/CaO 10000*Ga/Al vs. (Na ₂ O+K ₂ O) (Na ₂ O+K ₂ O)/CaO K ₂ O/MgO FeOt/MgO Zr Nb Ce Y Zn Agpaitic index	Binary plots serving for distinction of A-type granitoid rocks after Whale <i>et al.</i> (1987).
Pearce <i>et al.</i> (1984)	Pearce_granite	Gr	log(Y+Nb) vs. log Rb, log Y vs. log Nb, log(Ta+Yb) vs. log Rb, log Yb vs. log Ta	Trace-element based geotectonic classification of granitoids by Pearce <i>et al.</i> (1984).
Schandl + Gorton (2002)	Schandl	G	log Ta/Yb vs. log Th/Ta Ta vs. Th Ta/Hf vs. Th/Hf Yb vs. Th/Ta	Discrimination of geotectonic environment of felsic volcanic rocks (rhyolites), proposed by Schandl & Gorton (2002). It is based on combination of four presumably little immobile trace elements (Ta, Yb, Th, Hf).

¹Scope: Gr: granitoids, B: basaltoids.

GEOTECTONIC PLOTS (CONTD.)

<i>Menu item</i>	<i>Module name</i>	<i>Scope¹</i>	<i>Plot description</i>	<i>Details (reference)</i>
Meschede (1986) Zr/4-2Nb-Y	Meschede	B	Zr/4 - 2Nb - Y ternary	(Meschede, 1986)
Mullen (1983) 10MnO-TiO ₂ -10P ₂ O ₅	Mullen	B	10 MnO - TiO ₂ - 10 P ₂ O ₅	(Mullen, 1983)
Pearce + Cann (1973)	Pearce_and_Cann	B	Zr - Ti/100 - 3 Y ternary, Zr - Ti/100 - Sr/2 ternary, log Zr - log Ti binary	(Pearce & Cann, 1973)
Pearce + Norry (1979)	Pearce_and_Norry	B	log Zr vs. log Zr/Y	(Pearce & Norry, 1979)
Pearce et al. (1977) MgO-FeO-Al ₂ O ₃	Pearce_et_al_1977	B	MgO - FeO - Al ₂ O ₃ ternary	(Pearce et al., 1977)
Shervais (1982)	Shervais	B	log Ti/1000 vs. log V	(Shervais, 1982)
Wood (1980) Th-Hf/3-Ta Wood (1980) Th-Hf/3-Nb/16 Wood (1980) Th-Zr/117-Nb/16	Wood Wood2 Wood3	B	Th - Hf/3 - Ta Th - Hf/3 - Nb/16 Th - Zr/117 - Nb/16	(Wood, 1980)

¹Scope: Gr: granitoids, B: basaltoids.

REFERENCES

- Bachelor, R. A. & Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, 43–55.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th/Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341–2357.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Jensen, L. S. (1976). *A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks*. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper 66.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Le Maitre, R. W. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks*. Oxford: Blackwell.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635–643.
- Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.
- Middlemost, E. A. K. (1985). *Magma and Magmatic Rocks*. London: Longman.
- Middlemost, E. A. K. (1985). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sciences Reviews* 37, 215–224.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- Mullen, E. D. (1983). MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53–62.
- O'Connor, J. T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. In: *US Geological Survey Professional Paper B625*. USGS, 79–84.
- Pearce, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33–47.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E. & Birkett, T. C. (1977). The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 121–132.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.

- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Schandl, E. S. & Gorton, M. P. (2002). Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629–642.
- Shervais, J. W. (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101–118.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. *Geologische Rundschau* 63, 773–786.
- Streckeisen, A. (1978). IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks; recommendation and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 134, 1–14.
- Streckeisen, A. & Le Maitre, R. W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 136, 169–206.
- Villaseca, C., Barbero, L. & Herreros, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 89, 113–119.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. London: Unwin Hyman.
- Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Wood, D. A. (1980). The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.