

Тема занятия (лекция № 4):

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАБИЛЬНЫХ
И РАДИОГЕННЫХ ИЗОТОПОВ
В ГЕОХИМИИ МАГМАТИЗМА**

1	II ← ГРУППЫ → III IV V VI VII																18							
1	H 1.0079																	He 4.0026						
2	Li 6.941	Be 9.0122																	B 10.811	C 12.011	N 14.007	O 15.999	F 18.998	Ne 20.18
3	Na 22.99	Mg 24.305	Переходные металлы																Al 26.982	Si 28.086	P 30.974	S 32.066	Cl 35.453	Ar 39.948
4	K 39.098	Ca 40.078	Sc 44.956	Ti 47.88	V 50.941	Cr 51.996	Mn 54.938	Fe 55.847	Co 58.933	Ni 58.693	Cu 63.546	Zn 65.39	Ga 69.723	Ge 72.61	As 74.922	Se 78.96	Br 79.904	Kr 83.8						
5	Rb 85.468	Sr 87.62	Y 88.906	Zr 91.224	Nb 92.906	Mo 95.94	Tc (97.91)	Ru 101.07	Rh 102.91	Pd 106.42	Ag 107.87	Cd 112.41	In 114.82	Sn 118.71	Sb 121.76	Te 127.6	I 126.9	Xe 131.29						
6	Cs 132.91	Ba 137.33	La 138.91	Hf 178.49	Ta 180.95	W 183.84	Re 186.21	Os 190.23	Ir 192.22	Pt 195.08	Au 196.97	Hg 200.59	Tl 204.38	Pb 207.2	Bi 208.98	Po (209)	At (210)	Rn (222)						
7	Fr (223)	Ra (226)	Ac (227)	Rf (261.1)	Db (262.1)	Sg (263.1)	Bh (262.1)	Hs (265.1)	Mt (266.1)	Uun (269)	Uuu (272)	Uub (277)												

58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
La 140.12	Ce 140.91	Pr 144.24	Nd (144.9)	Sm 150.36	Eu 151.97	Gd 157.25	Tb 158.93	Dy 162.5	Ho 164.93	Er 167.26	Tm 168.93	Yb 173.04	Lu 174.97
90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103
Th 231.04	Pa (231)	U 238.03	Np (237)	Pu (244.1)	Am (243.1)	Cm (247.1)	Bk (247.1)	Cf (251.1)	Es (252.1)	Fm (257.1)	Md (258.1)	No (259.1)	Lr

АКТИНИДЫ

Group Legend

- Alkali Metal
- Alkali Earth
- Metal
- Trans. Met.
- Actinides
- Lanthanides
- Non-metal
- Halogen
- Noble Gas

Стабильные изотопы в геохимии

- (1) Имеют низкие атомные массы.
- (2) Значительные отличия массы изотопов (H – D, 100%).
- (3) C, N и S могут присутствовать в различной степени окисления.
- (4) Высокая распространенность легких изотопов, что облегчает масс-спектропические исследования

Расчет изотопного состава кислорода (‰)

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

$\delta^{18}\text{O} > 0$ - относительное обогащение изотопом ^{18}O

$\delta^{18}\text{O} < 0$ - относительное обеднение изотопом ^{18}O

Главные стабильные изотопы и их стандарты

Элемент	Символ	Отношение	Стандарт	Значение
H	δD	D/H	SMOW	1.557×10^{-4}
C	$\delta^{13}C$	$^{13}C/^{12}C$	PDB	1.122×10^{-2}
N	$\delta^{15}N$	$^{15}N/^{14}N$	ATM	3.613×10^{-3}
O	$\delta^{18}O$	$^{18}O/^{16}O$	SMOW	2.005×10^{-3}
	$\delta^{17}O$	$^{17}O/^{16}O$	SMOW	3.76×10^{-4}
S	$\delta^{34}S$	$^{34}S/^{32}S$	CDT	4.43×10^{-2}

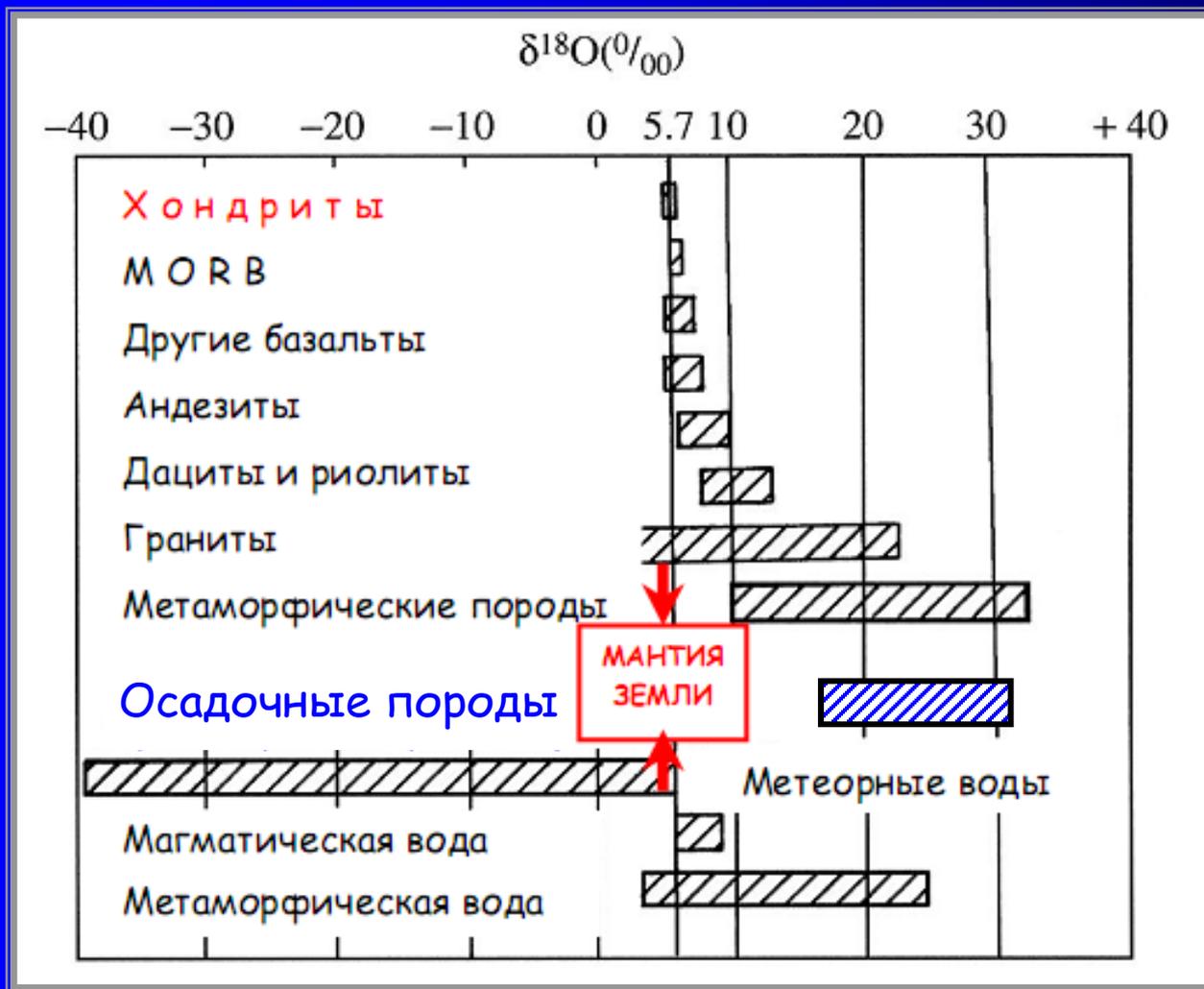
SMOW - Standard Mean Oceanic Water

PDB - Cretaceous Peedee formation Belemnite

ATM - Atmosphere

CDT - Canyon Diablo Troilite

Изотопный состав кислорода в природных объектах



SMOW

$^{16}\text{O} = 99.756\%$

$^{17}\text{O} = 0.039\%$

$^{18}\text{O} = 0.205\%$

ОКЕАНЫ:

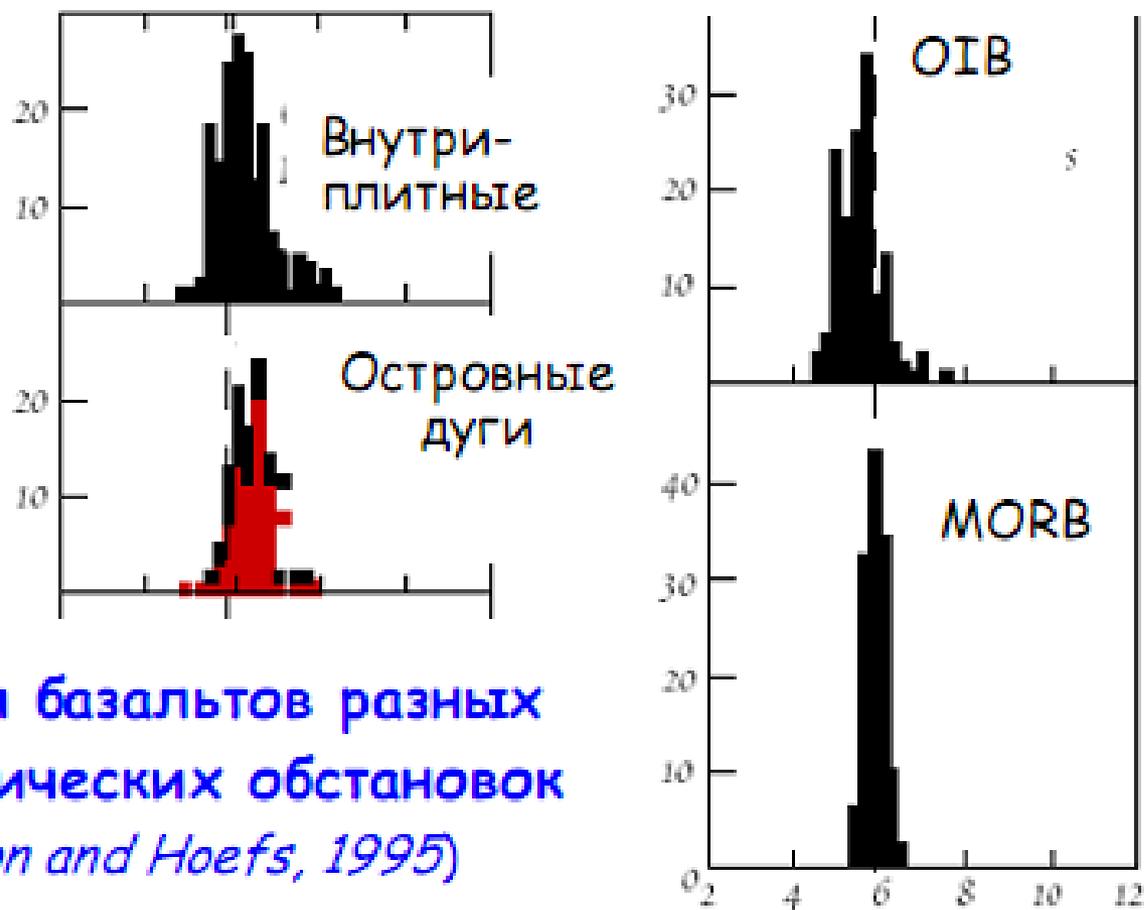
При испарении уходит облегченный кислород

В осадках происходит накопление тяжелого кислорода

Общий баланс привноса – выноса определяет пониженные значения $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с мантией и хондритами

Значение $\delta^{18}\text{O} = 5.7$ ‰ принято за состав верхней мантии

Изотопный состав кислорода в базальтах



Изотопия базальтов разных геодинамических обстановок
(Harmon and Hoefs, 1995)

Значение $\delta^{18}\text{O} = 5.7 \text{ ‰}$ принято за состав верхней мантии

1	II ← ГРУППЫ → III IV V VI VII																18							
1	H 1.0079																	He 4.0026						
2	Li 6.941	Be 9.0122																	B 10.811	C 12.011	N 14.007	O 15.999	F 18.998	Ne 20.18
3	Na 22.99	Mg 24.305	Переходные металлы																Al 26.982	Si 28.086	P 30.974	S 32.066	Cl 35.453	Ar 39.948
4	K 39.098	Ca 40.078	Sc 44.956	Ti 47.88	V 50.941	Cr 51.996	Mn 54.938	Fe 55.847	Co 58.933	Ni 58.693	Cu 63.546	Zn 65.39	Ga 69.723	Ge 72.61	As 74.922	Se 78.96	Br 79.904	Kr 83.8						
5	Rb 85.468	Sr 87.62	Y 88.906	Zr 91.224	Nb 92.906	Mo 95.94	Tc (97.91)	Ru 101.07	Rh 102.91	Pd 106.42	Ag 107.87	Cd 112.41	In 114.82	Sn 118.71	Sb 121.76	Te 127.6	I 126.9	Xe 131.29						
6	Cs 132.91	Ba 137.33	La 138.91	Hf 178.49	Ta 180.95	W 183.84	Re 186.21	Os 190.23	Ir 192.22	Pt 195.08	Au 196.97	Hg 200.59	Tl 204.38	Pb 207.2	Bi 208.98	Po (209)	At (210)	Rn (222)						
7	Fr (223)	Ra (226)	Ac (227)	Rf (261.1)	Db (262.1)	Sg (263.1)	Bh (262.1)	Hs (265.1)	Mt (266.1)	Uun (269)	Uuu (272)	Uub (277)												

58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
La 140.12	Ce 140.91	Pr 144.24	Nd (144.9)	Sm 150.36	Eu 151.97	Gd 157.25	Tb 158.93	Dy 162.5	Ho 164.93	Er 167.26	Tm 168.93	Yb 173.04	Lu 174.97
90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103
Th 231.04	Pa (231)	U 238.03	Np (237)	Pu (244.1)	Am (243.1)	Cm (247.1)	Bk (247.1)	Cf (251.1)	Es (252.1)	Fm (257.1)	Md (258.1)	No (259.1)	Lr

АКТИНИДЫ

Group Legend

- Alkali Metal
- Alkali Earth
- Metal
- Trans. Met.
- Actinides
- Lanthanides
- Non-metal
- Halogen
- Noble Gas

Важнейшие радиогенные изотопы

Материнский изотоп	Тип распада	Период полураспада, (млрд. лет)	Дочерний изотоп	Характеристическое отношение
^{40}K	β	1,28	$^{40}\text{Ar}, ^{40}\text{Ca}$	$^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar}$
^{87}Rb	β	48,8	^{87}Sr	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$
^{138}La	β	259	^{138}Ce	$^{138}\text{Ce} / ^{132}\text{Ce}$
^{147}Sm	α	106	^{143}Nd	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$
^{176}Lu	β	36	^{176}Hf	$^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf}$
^{187}Re	β	42,3	^{187}Os	$^{187}\text{Os} / ^{188}\text{Os}$
^{232}Th	α	14	$^{208}\text{Pb}, ^4\text{He}$	$^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$
^{235}U	α	0,707	$^{207}\text{Pb}, ^4\text{He}$	$^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$
^{238}U	α	4,47	$^{206}\text{Pb}, ^4\text{He}$	$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$

Закон радиоактивного распада

Закон радиоактивного распада

$\partial N/\partial t = -\lambda N$ или
в интегральной форме

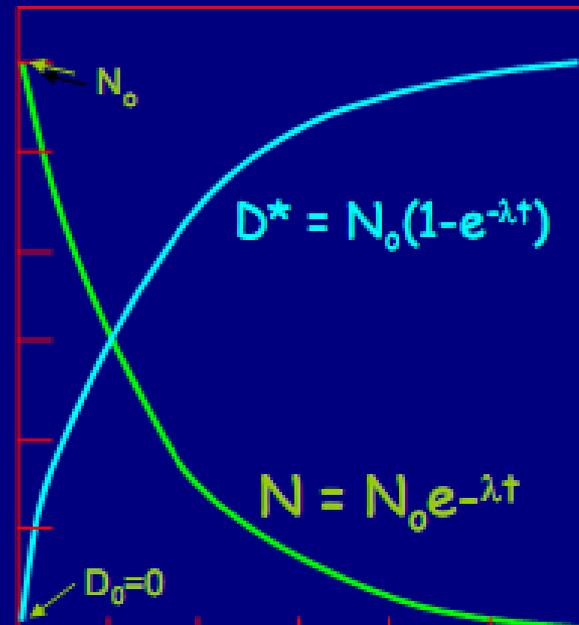
$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Соответственно, для
дочернего изотопа

$D = N_0 - N$ имеем

$$D = N_0(1 - e^{-\lambda t})$$

Number of atoms of N or D*



Определение периода полураспада

$$\ln(N/N_0) = \ln(1/2) = -\lambda t_{1/2} \longrightarrow t_{1/2} = \ln 2 / \lambda$$

Примеры для Rb-Sr и Sm-Nd систем



Если в качестве материнского (N_0) и дочернего (D) изотопов рассматривать ^{87}Rb и ^{87}Sr , то очевидно, что породы с высоким содержанием Rb со временем дают породы, содержащие больше радиогенного стронция.

Аналогично, породы, обогащенные легкими Р.З.Э. (включая Sm),



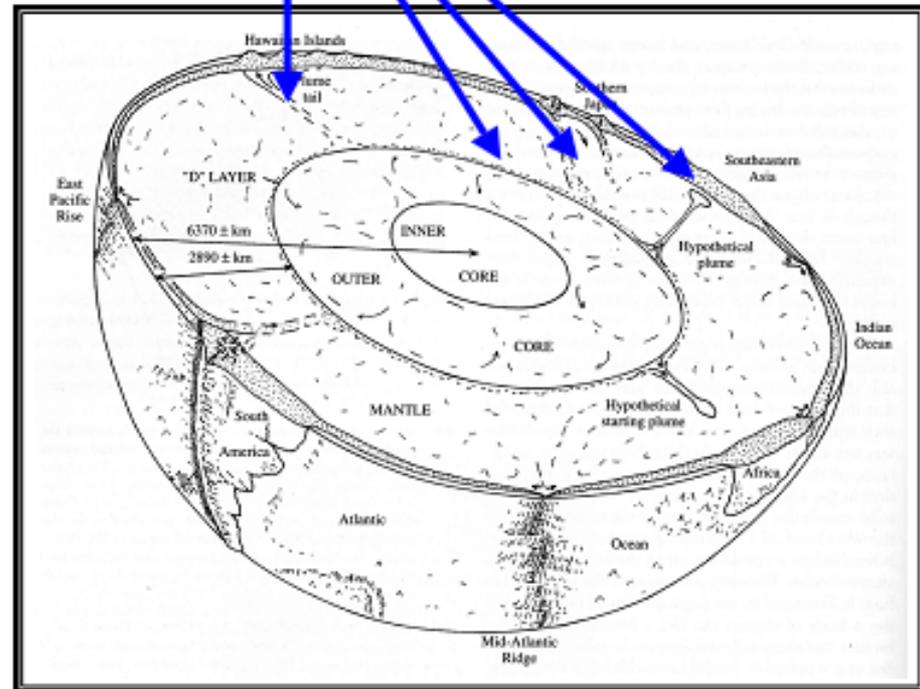
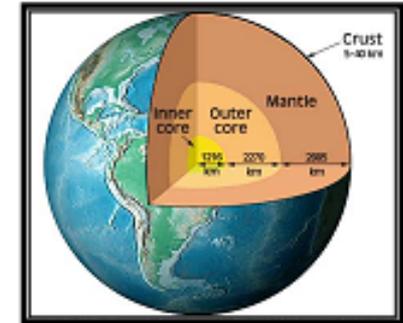
преобразуются в породы с повышенной концентрацией изотопа ^{143}Nd .

Концепция изотопно-геохимических резервуаров



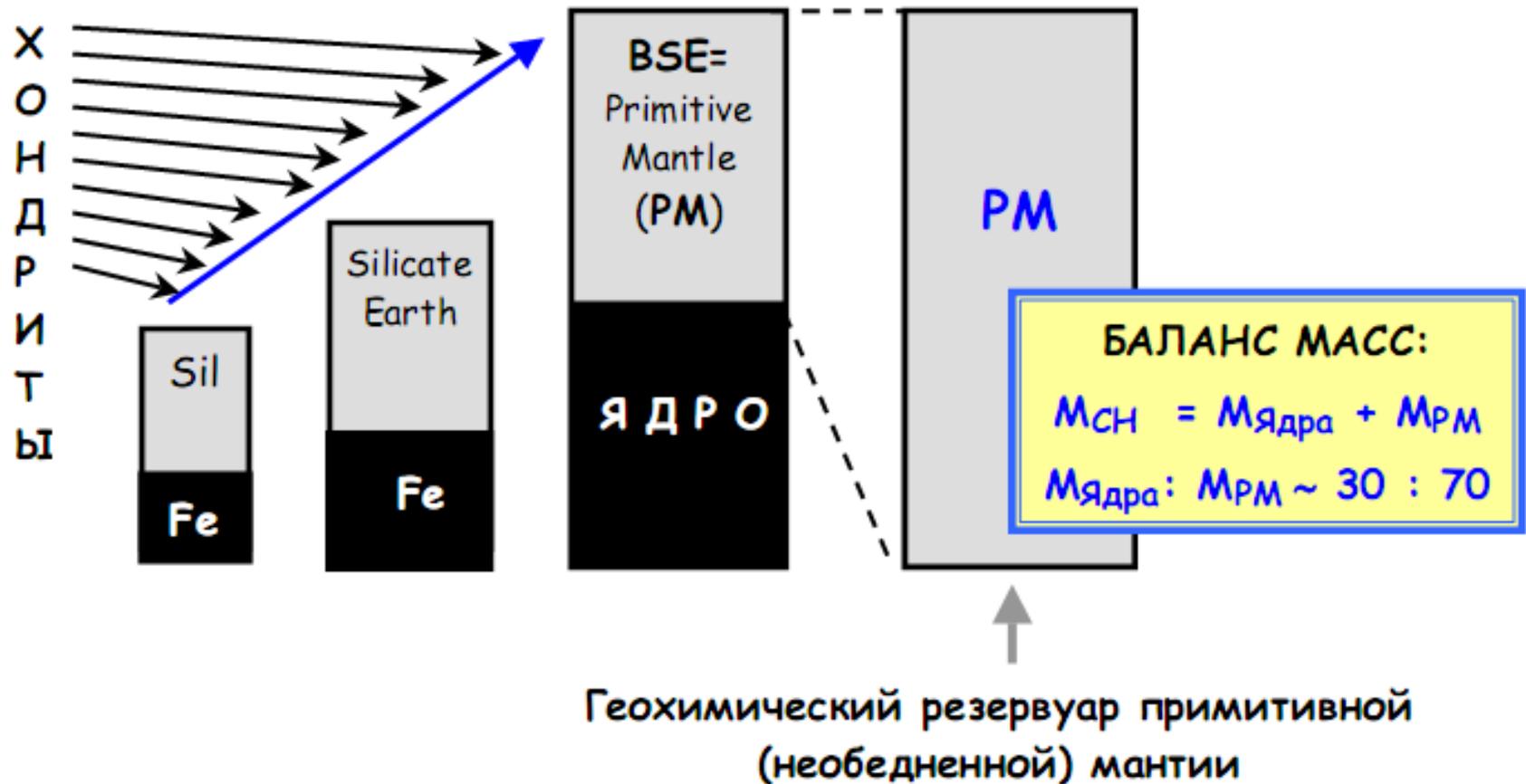
Примитивная мантия
= Средний состав
силикатной Земли
= Нижняя мантия?

ОТ БАЛАНСА МАСС ДЛЯ
ГЛАВНЫХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ
К МОДЕЛЯМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ
РЕЗЕРВУАРОВ



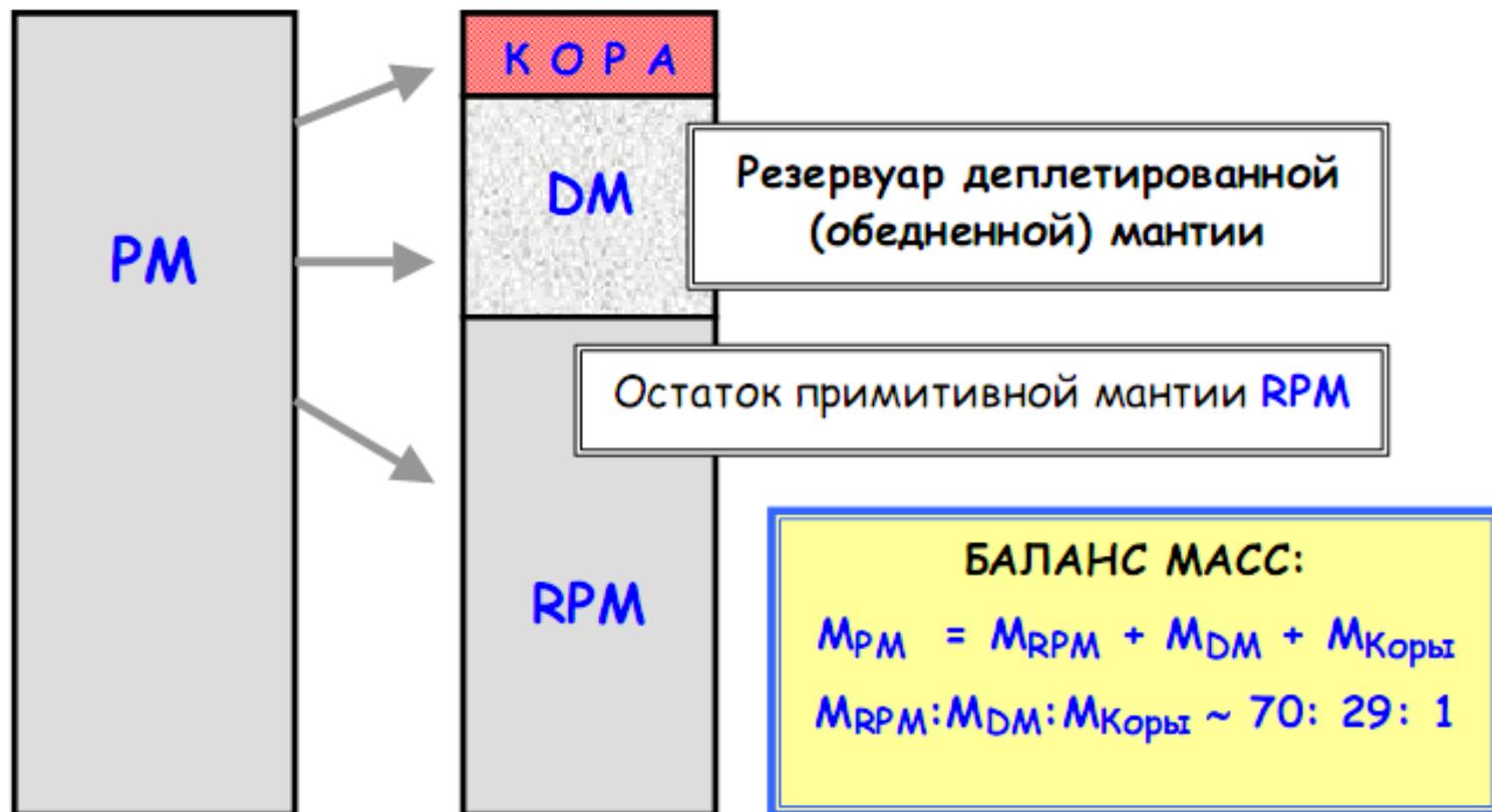
Главные стадии образования Земли - I

Рост Земли и образование ядра



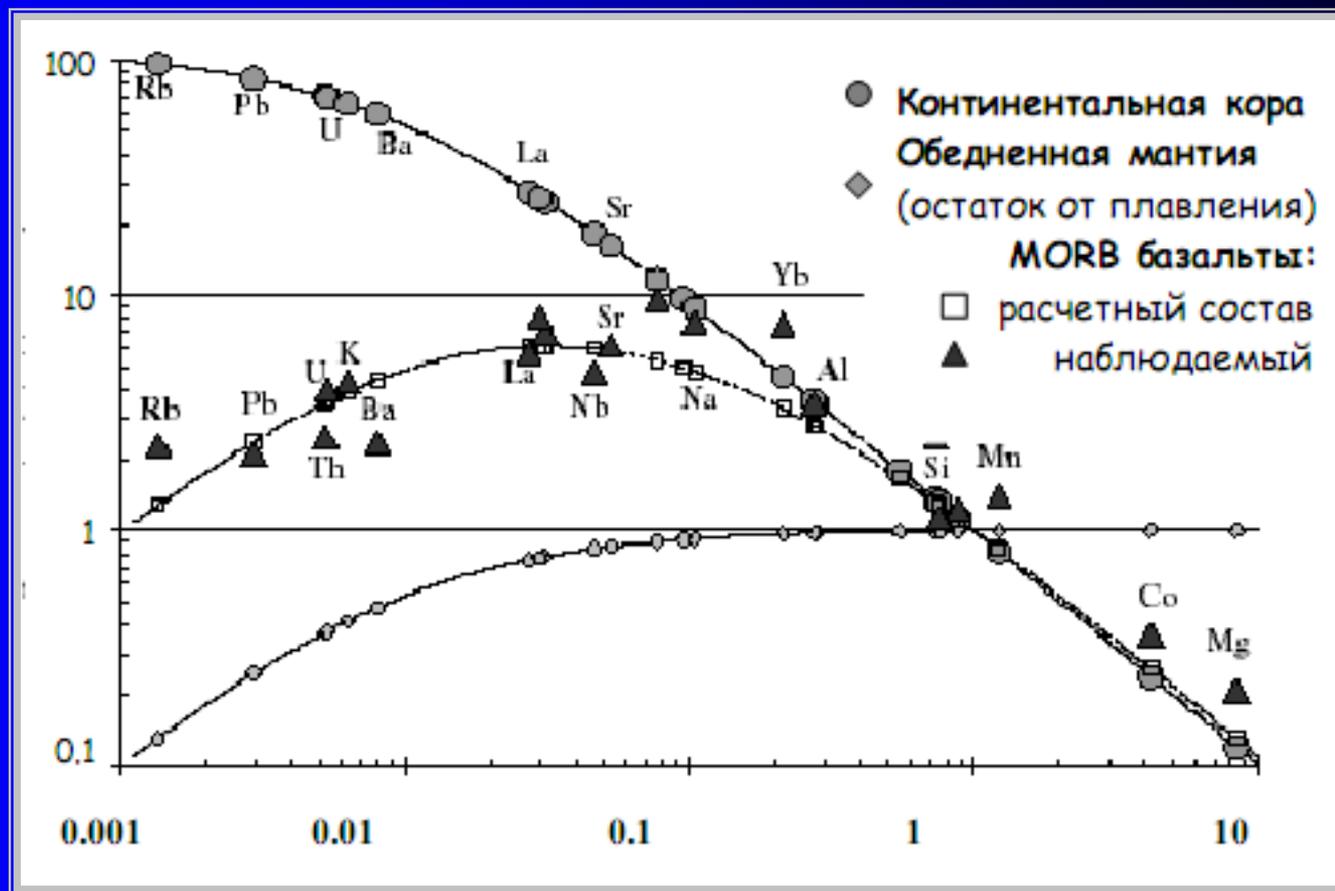
Главные стадии образования Земли - II

Образование коры и деплетированной мантии



Разделение элементов в системе кора – мантия (Hoffman, 2004)

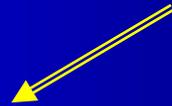
$PM = 1$



$D_i = C_i^{DM} / C_i^{кора}$ – коэффициент разделения (фракционирования) элементов в между деплетированной мантией и корой

Главные мантийные резервуары

- (1) ПРИМИТИВНАЯ МАНТИЯ - *Primitive Mantle (PM)*
- (2) ДЕПЛЕТИРОВАННАЯ (обедненная, истощенная) МАНТИЯ - *Depleted Mantle (DM)*
- (3) ОБОГАЩЕННАЯ (аномальная) МАНТИЯ - *Enriched Mantle (EM)*



EM1, EM2, HIMU и др.

Разделение элементов в системе кора – мантия и последствия для изотопных отношений

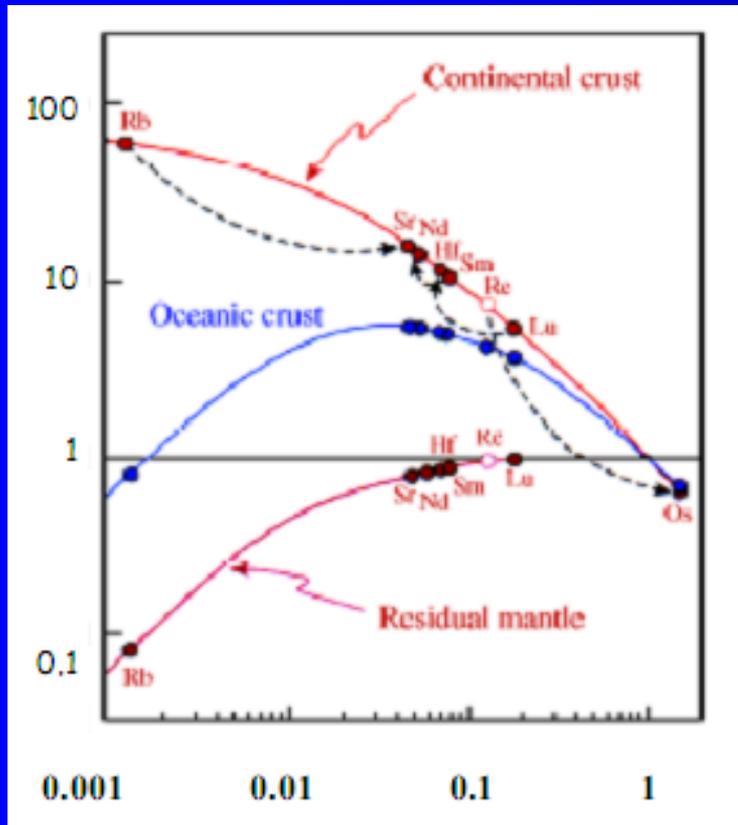


Схема различных отношений Rb/Sr и Sm/Nd для корового и обедненного мантийного резервуаров

$$D_i = C_i^{DM} / C_i^{кора}$$

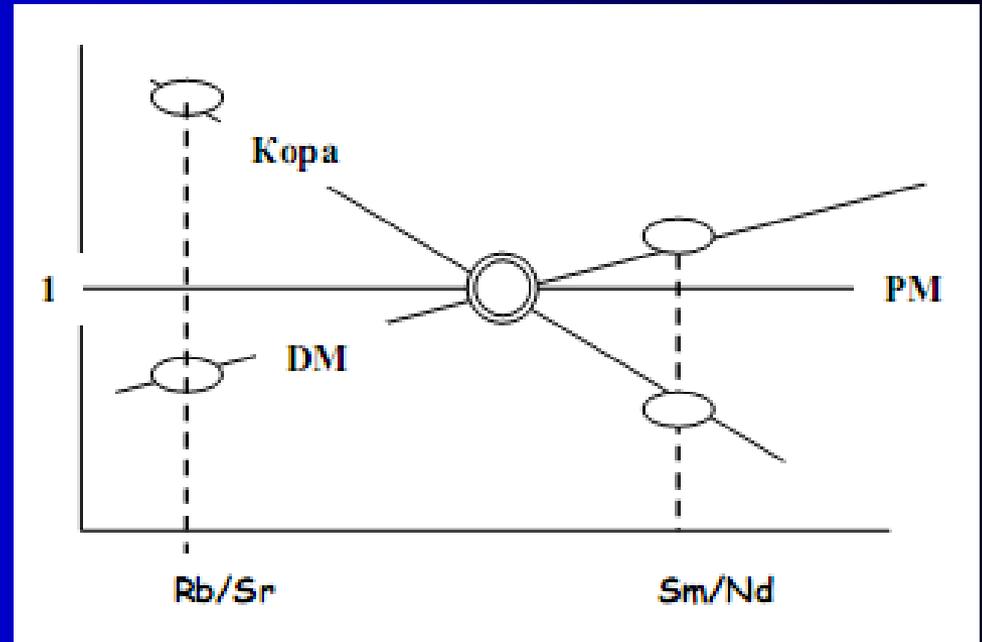
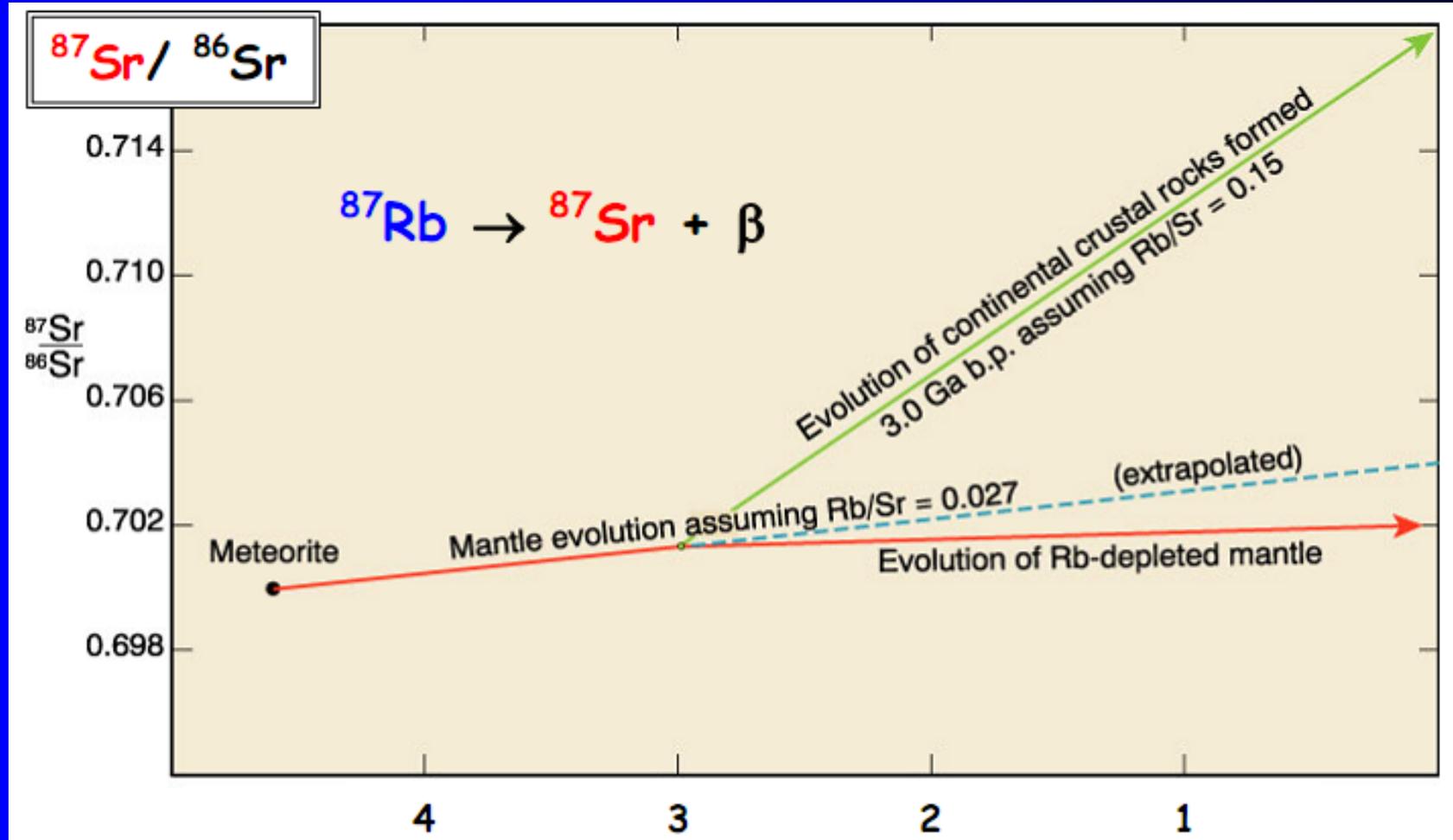
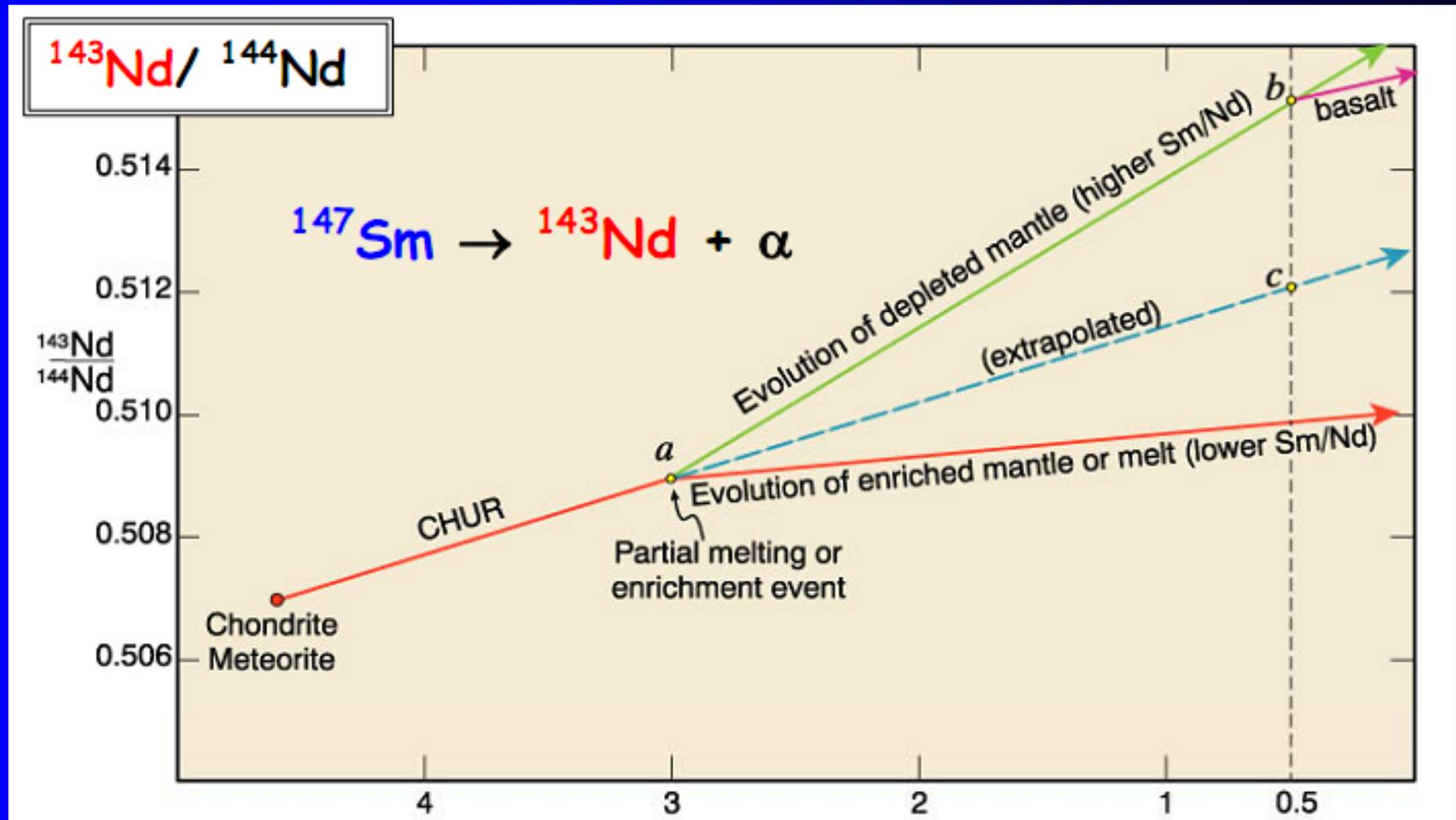


Схема временной эволюции изотопного состава Sr в деплетированной мантии и коре



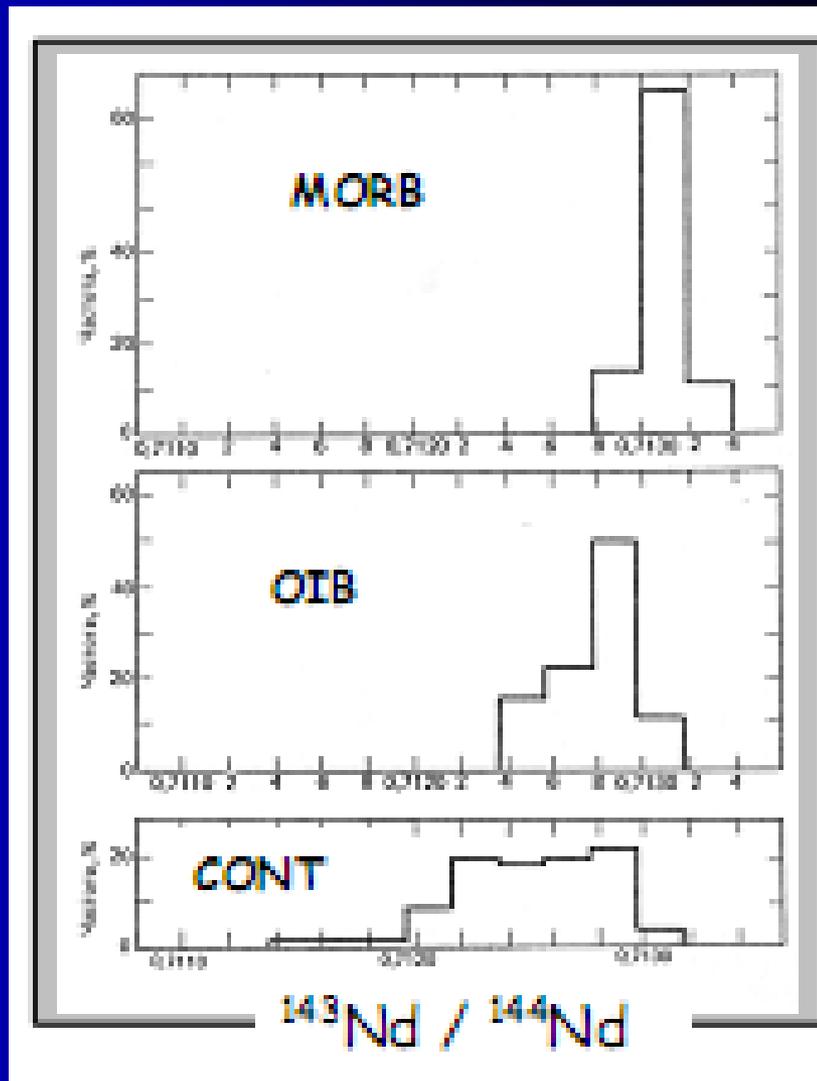
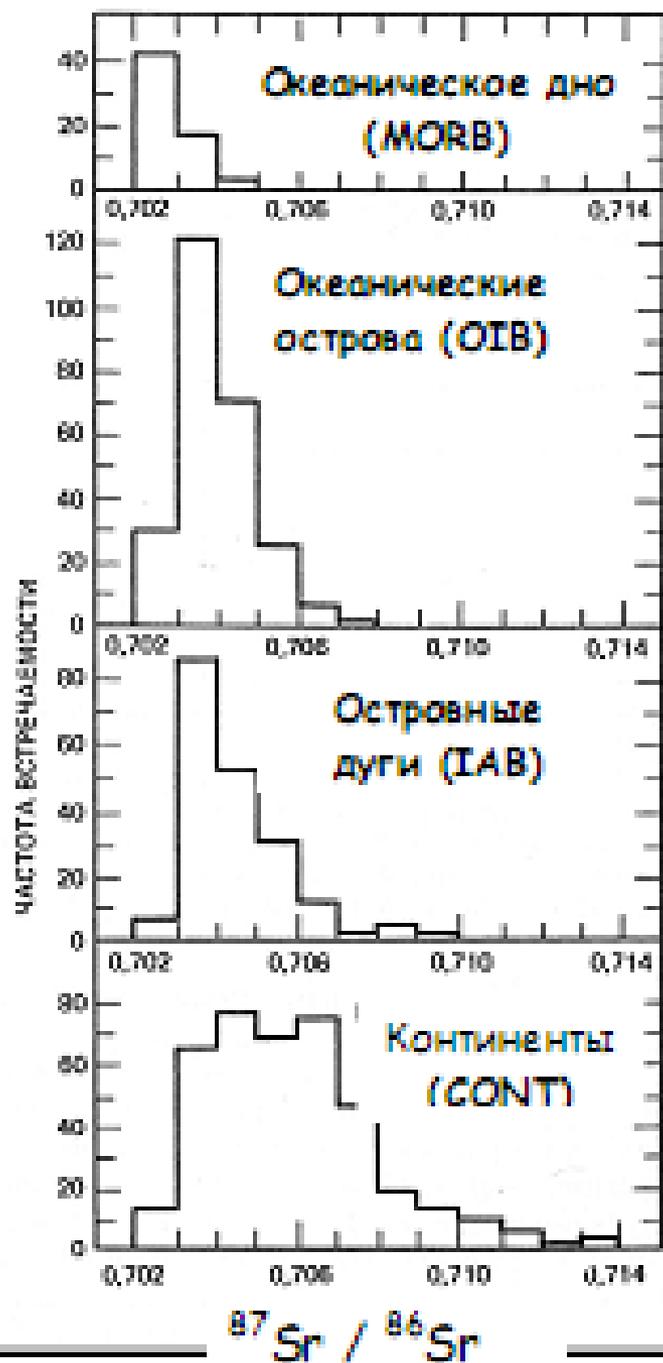
Млрд. лет до настоящего времени

Схема временной эволюции изотопного состава Nd в деплетированной мантии и коре



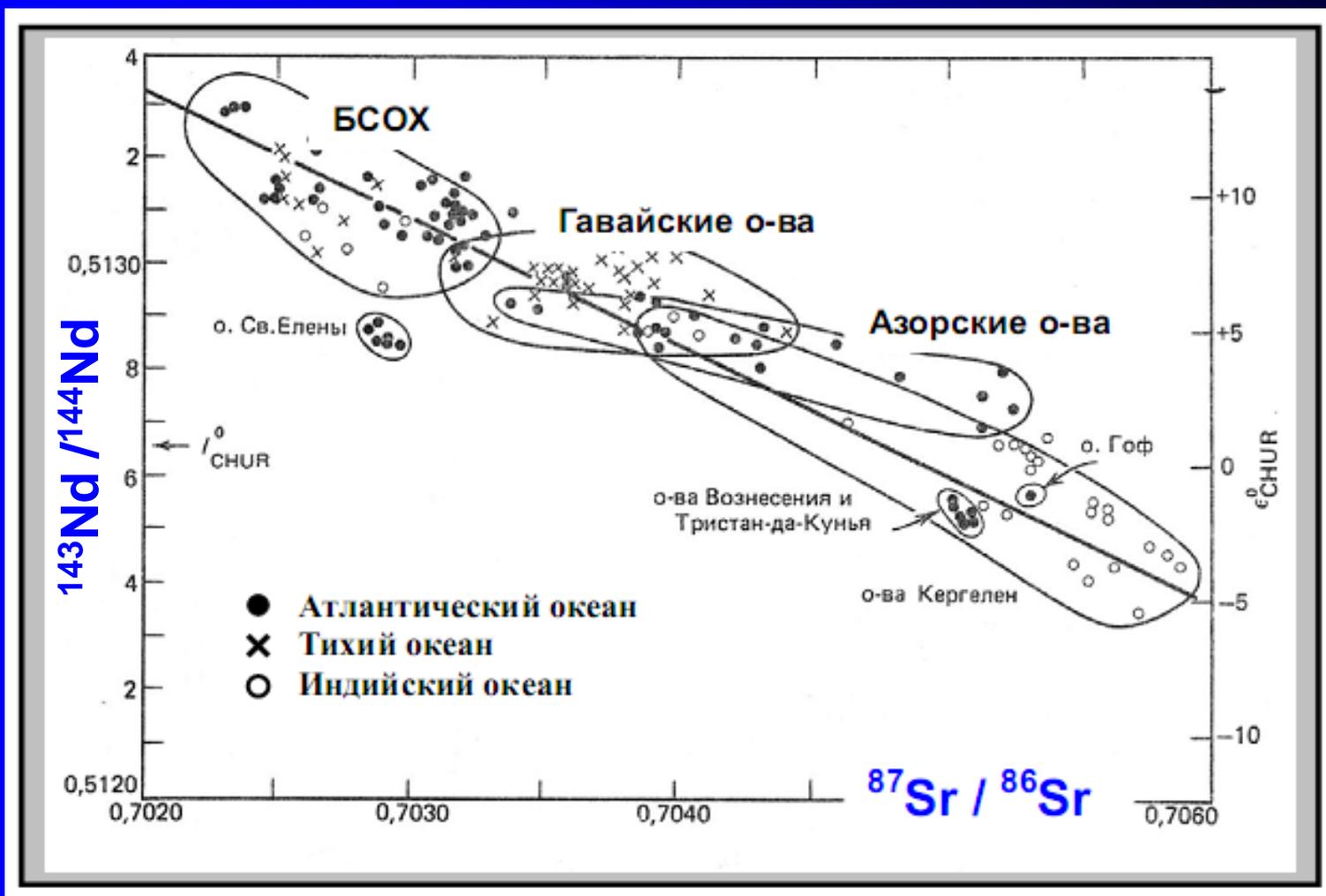
Млрд. лет до настоящего времени

Гистограммы отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах

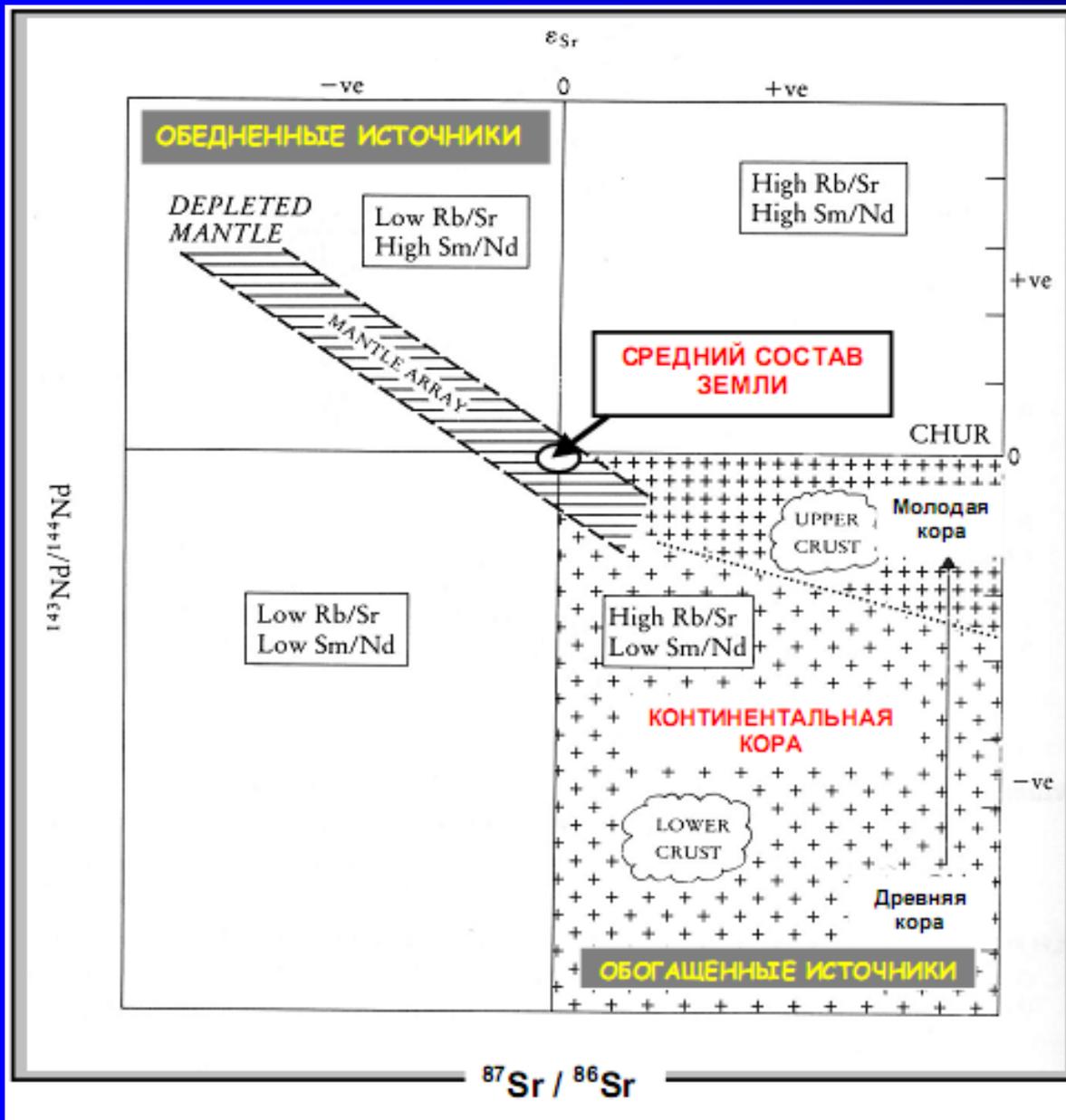


Отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в вулканических породах

Корреляция отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах срединно-океанических хребтов и океанических о-вов



Относительный характер терминов “обедненность” и “обогащенность” с учетом гетерогенности мантийно-коровых источников магм



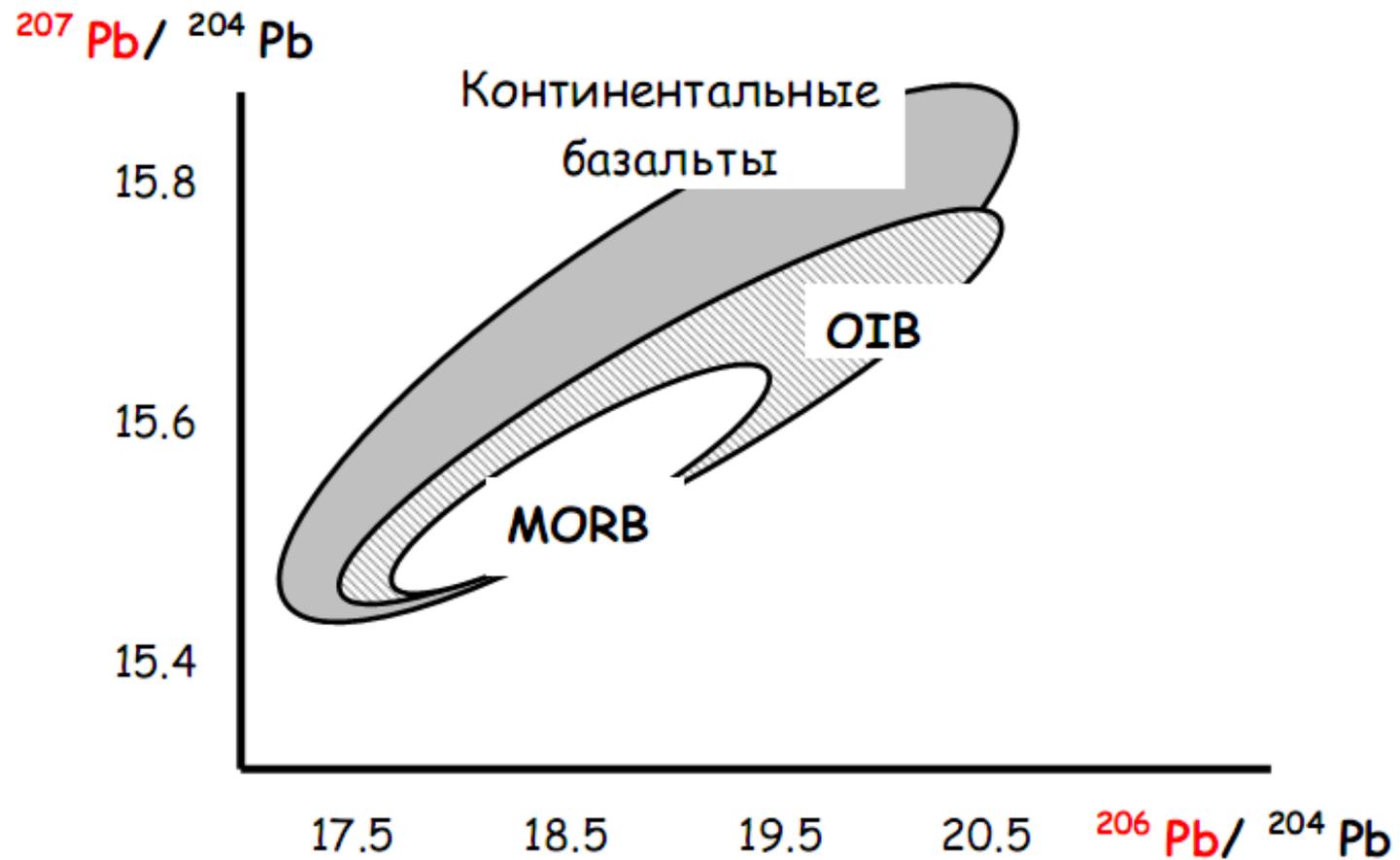
Th-U-Pb изотопная система

- (1) $^{238}\text{U} \rightarrow ^{234}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ Главная характеристика -
отношение радиогенных к
стабильному изотопу ^{204}Pb
- (2) $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$
- (3) $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$

Эволюция характеристических отношений задается уравнениями вида:

$$\begin{aligned} (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{пор}} &= (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{пор}} (e^{\lambda_1 t} - 1) \\ (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{пор}} &= (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{пор}} (e^{\lambda_2 t} - 1) \\ (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{пор}} &= (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})_{\text{пор}} (e^{\lambda_3 t} - 1) \end{aligned}$$

Th-U-Pb изотопная система



Re – Os изотопная система

Re и Os - сидерофильные (халькофильные) элементы,
при этом:

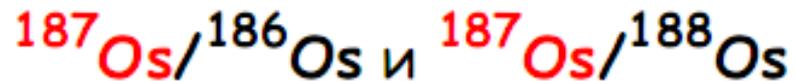
Re - поступает в базальтовый расплав

Os - распределяется в мантийные минералы

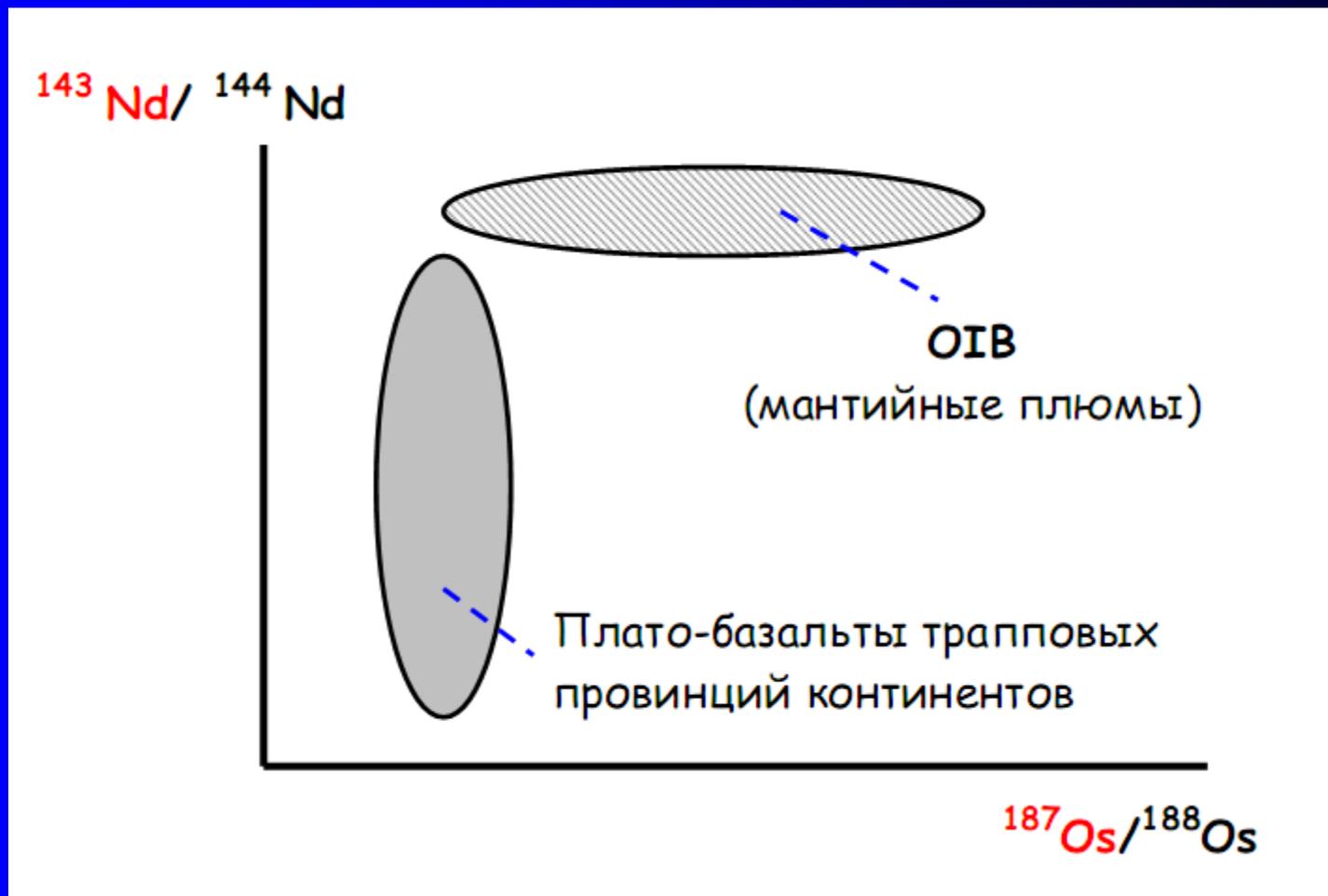


$$t_{1/2} = 42 \text{ млрд. лет}$$

Характеристические отношения включают:



Re – Os изотопная система



Отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ как индикатор
сублитосферной мантии