

Тема занятия (лекция № 4):

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

1	II ← ГРУППЫ → III IV V VI VII																18	
1	H																	He
2	Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
3	Na	Mg	Переходные металлы										Al	Si	P	S	Cl	Ar
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
6	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
7	Fr	Ra	Ac	Rf	Db	Sg	Bh	Hs	Mt	Uun	Uuu	Uub						

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

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-спектроскопические 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}

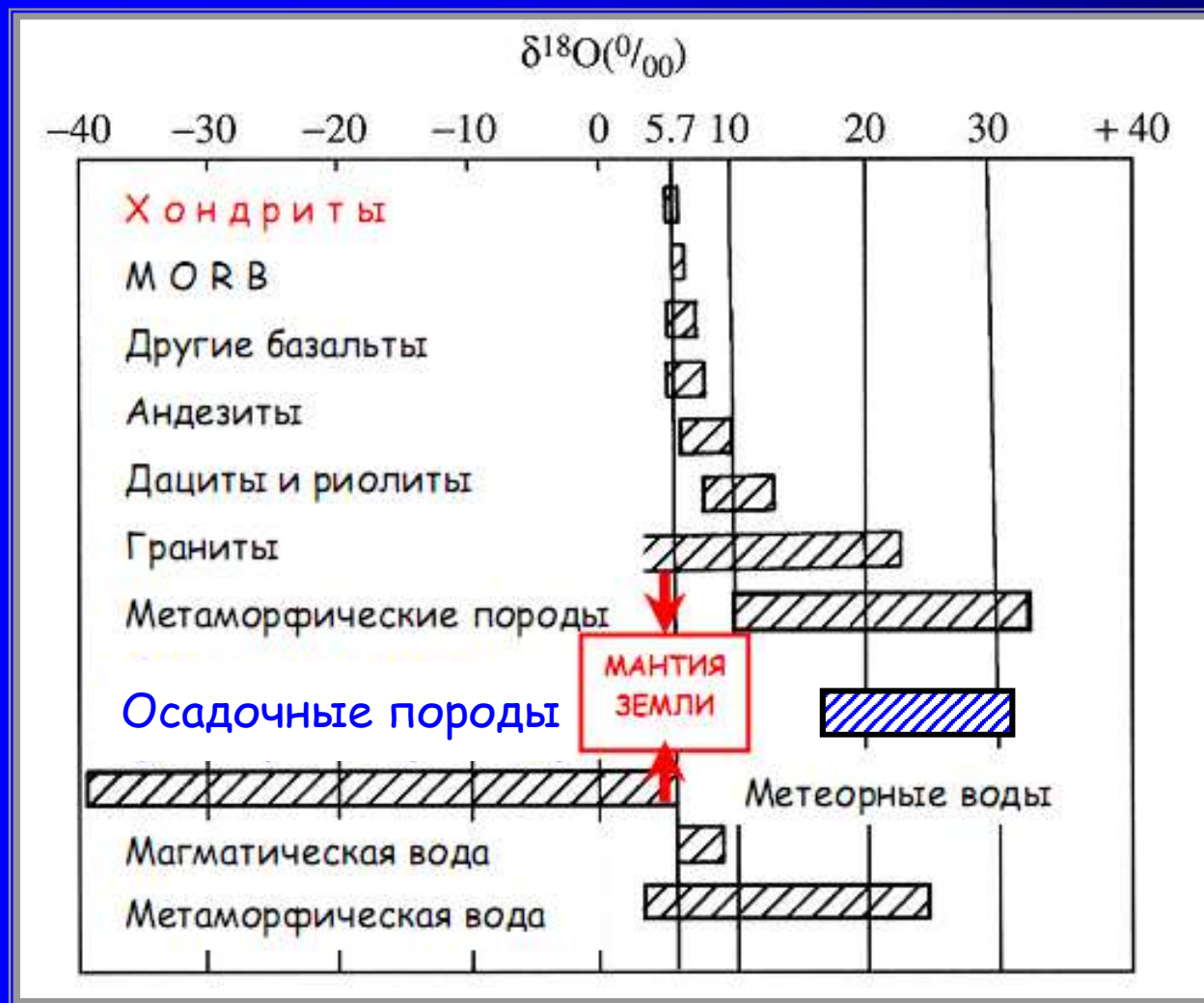
SMOW - Standard Mean Oceanic Water

PDB - Cretaceous Peedee formation Belemnite

ATM - Atmosphere

CDT - Canyon Diablo Troilite

Изотопный состав кислорода в природных объектах



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

SMOW

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

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

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

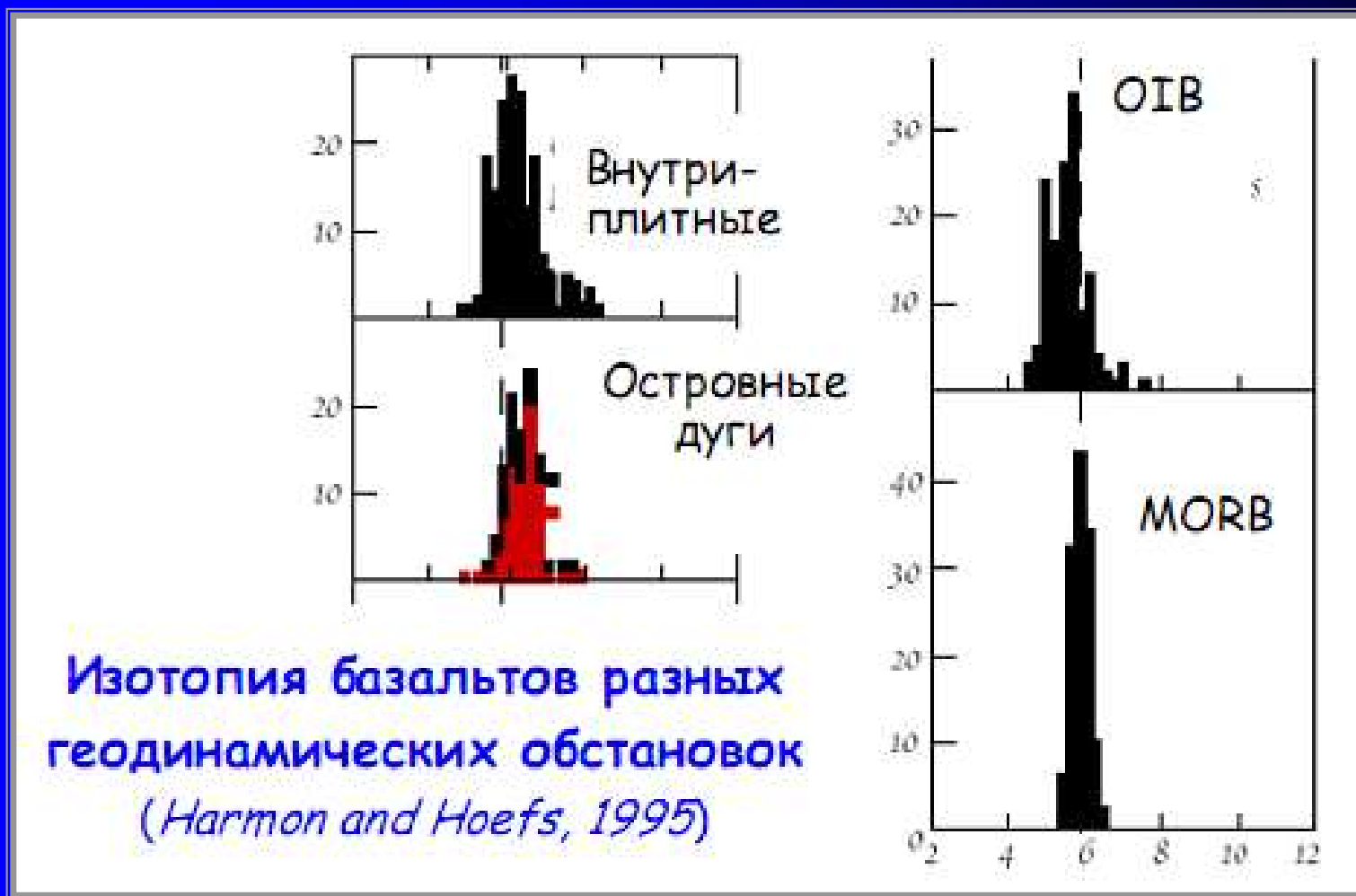
ОКЕАНЫ:

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

Изотопный состав кислорода в базальтах



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

1	II ← ГРУППЫ → III IV V VI VII																18	
1	H																	He
2	Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
3	Na	Mg	Переходные металлы										Al	Si	P	S	Cl	Ar
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
6	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
7	Fr	Ra	Ac	Rf	Db	Sg	Bh	Hs	Mt	Uun	Uuu	Uub						

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

Актиниды

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}Ar , ^{40}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}Pb , ^4He	$^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$
^{235}U	α	0,707	^{207}Pb , ^4He	$^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$
^{238}U	α	4,47	^{206}Pb , ^4He	$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$

Закон радиоактивного распада

Закон радиоактивного
распада

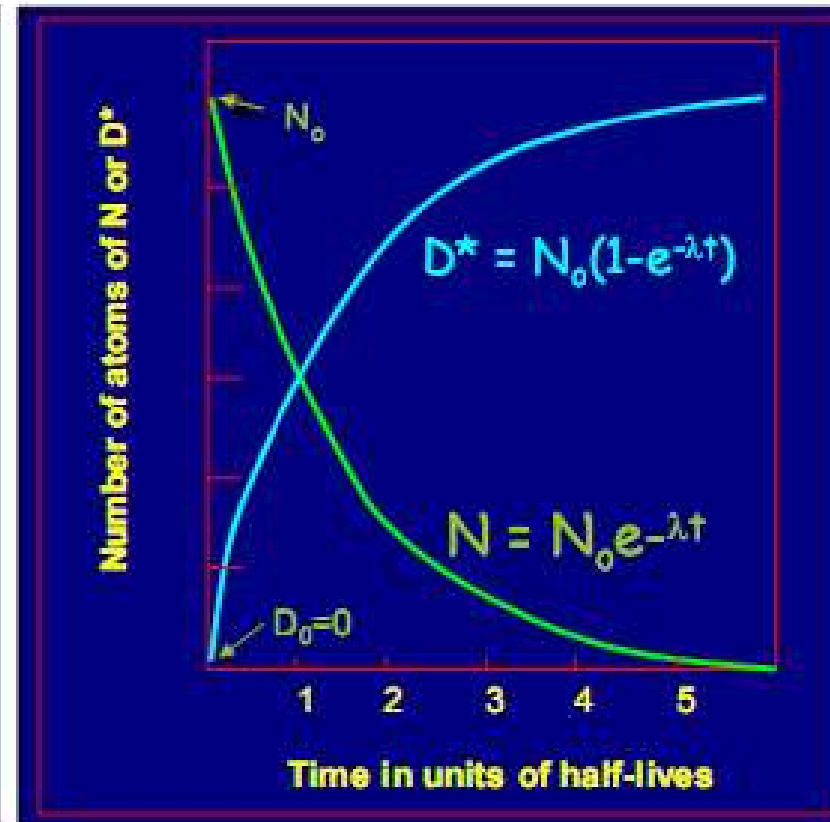
$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\lambda N \text{ или}$$

в интегральной форме

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

Соответственно, для
дочернего изотопа
 $D = N_0 - N$ имеем

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



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),



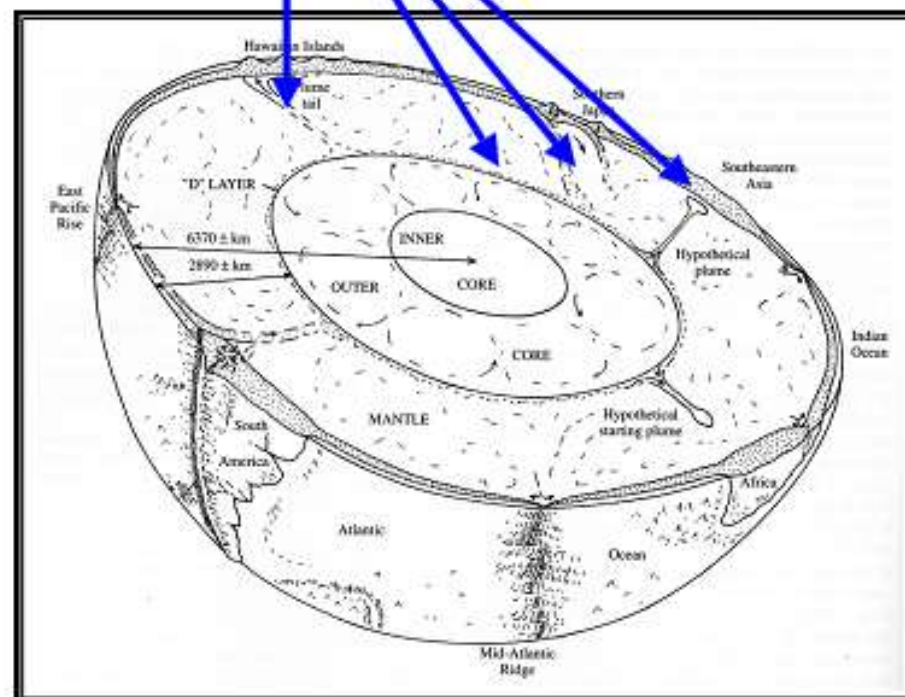
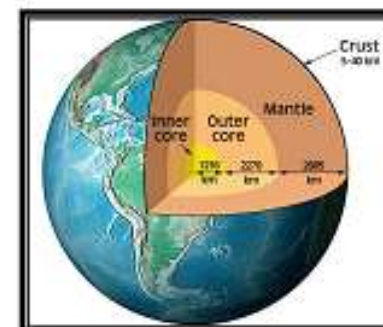
преобразуются в породы с повышенной концентрацией изотопа ^{143}Nd .

Концепция изотопно-геохимических резервуаров



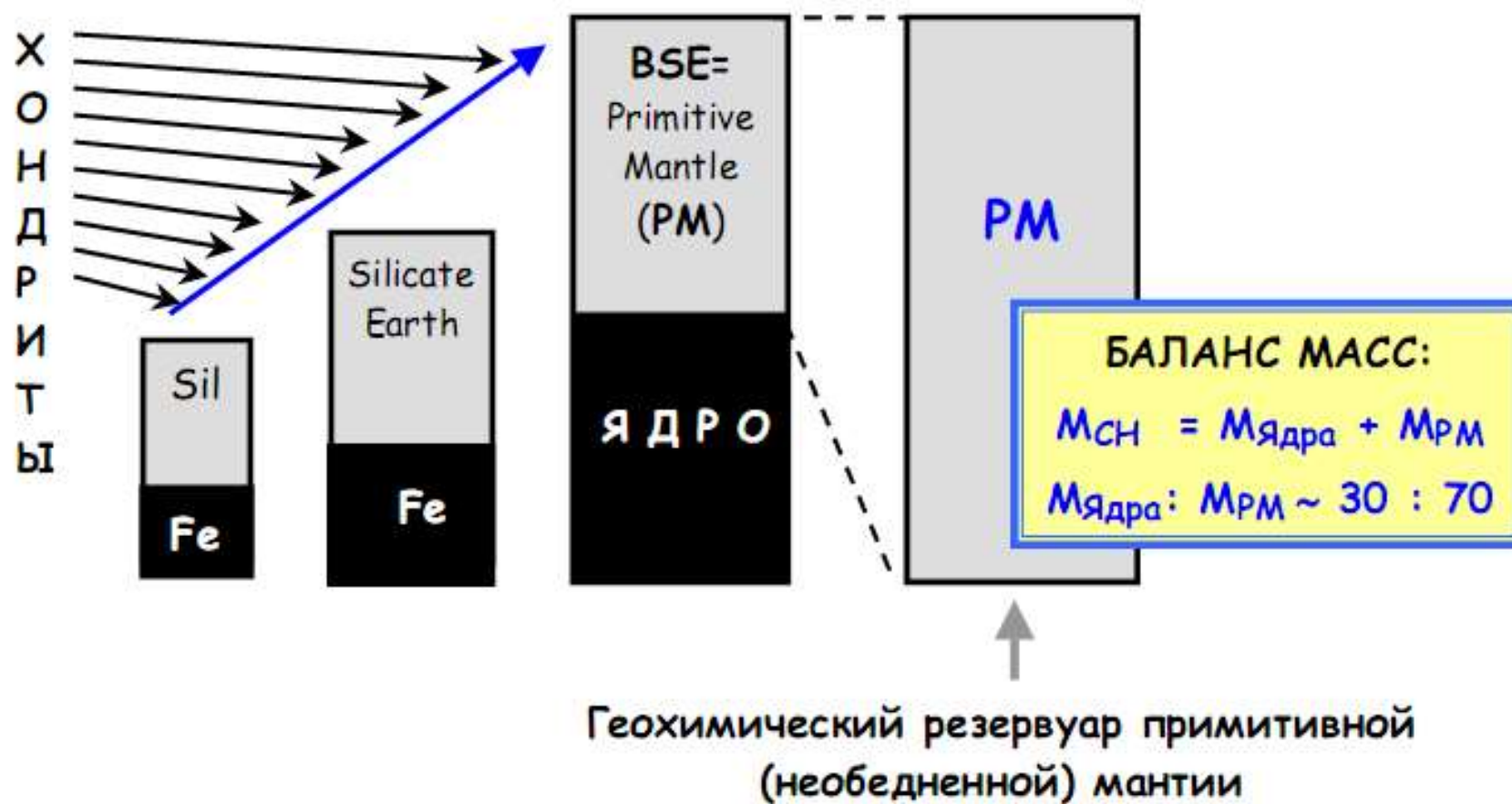
Примитивная мантия
= Средний состав
силикатной Земли
= Нижняя мантия?

**ОТ БАЛАНСА МАСС ДЛЯ
ГЛАВНЫХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ
К МОДЕЛЯМ ГЕОХИМИЧЕСКИХ
РЕЗЕРВУАРОВ**



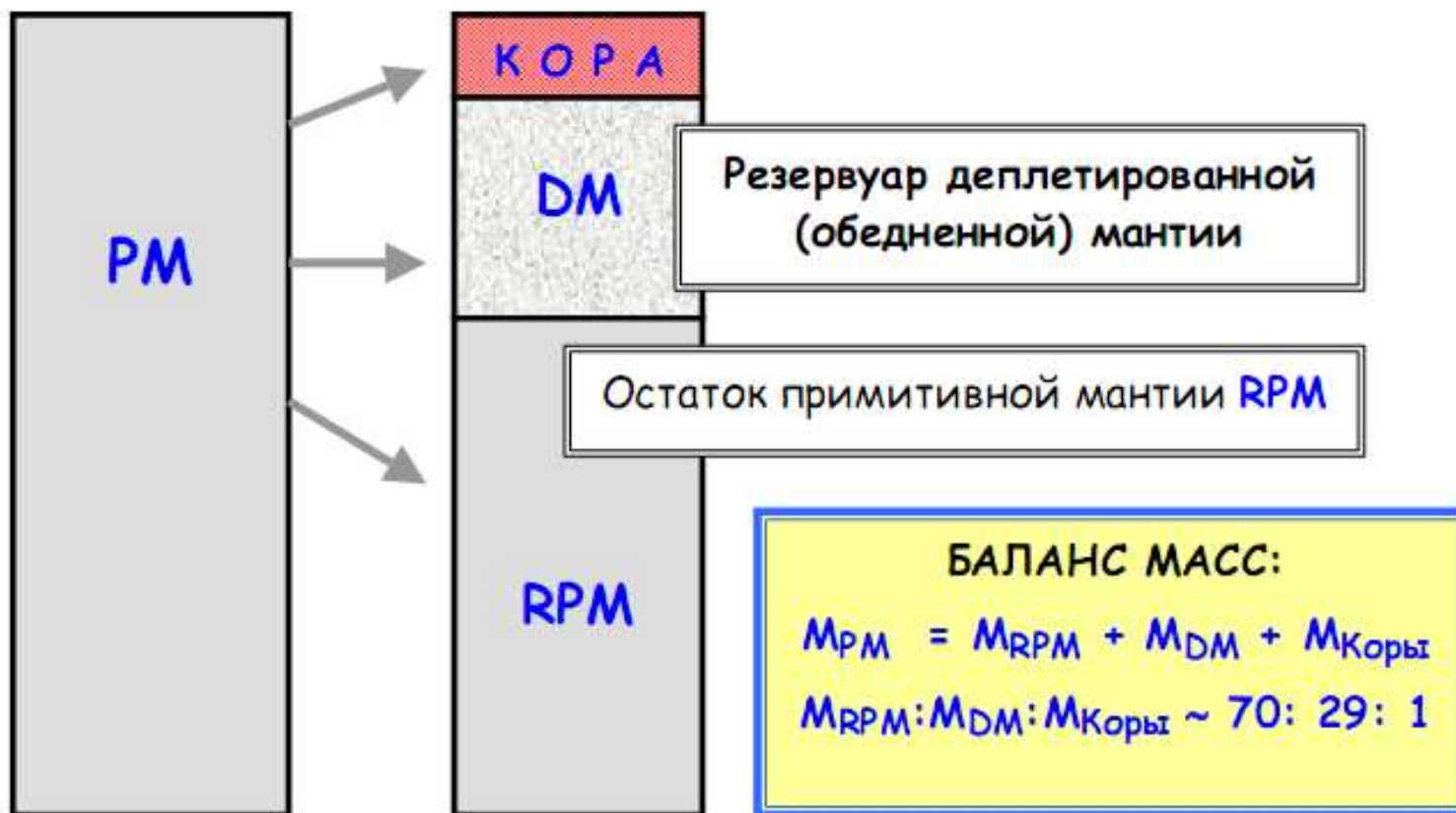
Главные стадии образования Земли - I

Рост Земли и образование ядра



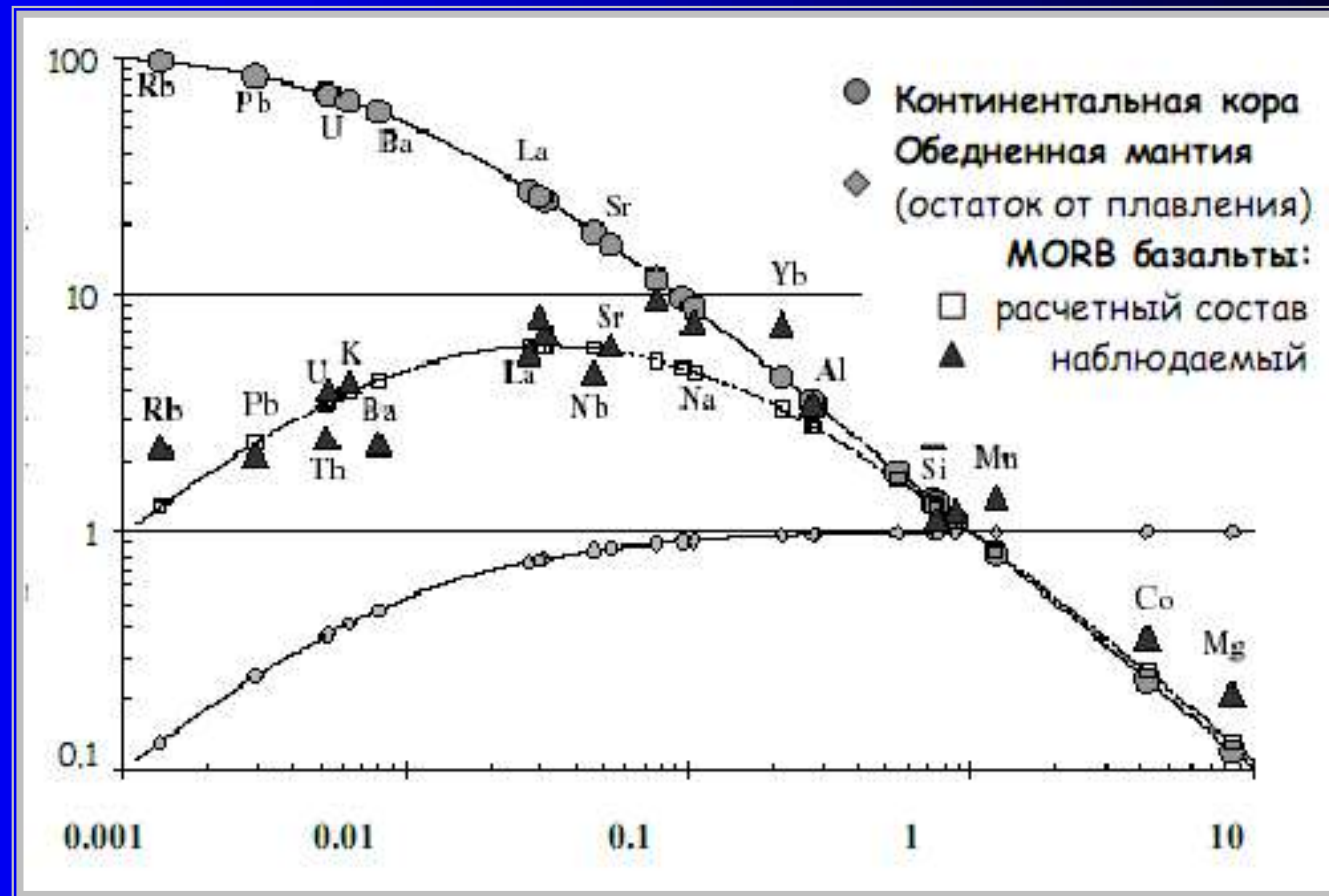
Главные стадии образования Земли - II

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)

В изотопной геологии



EM1, EM2, HIMU и др.

В петрологии и геохимии –
соответственно геохимическим
спектрам !!!

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

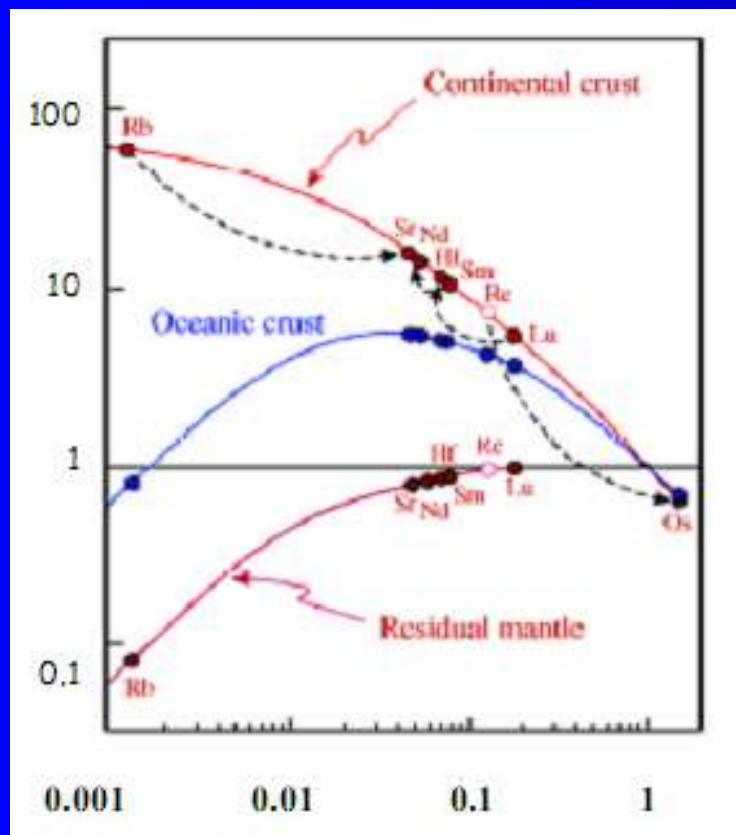
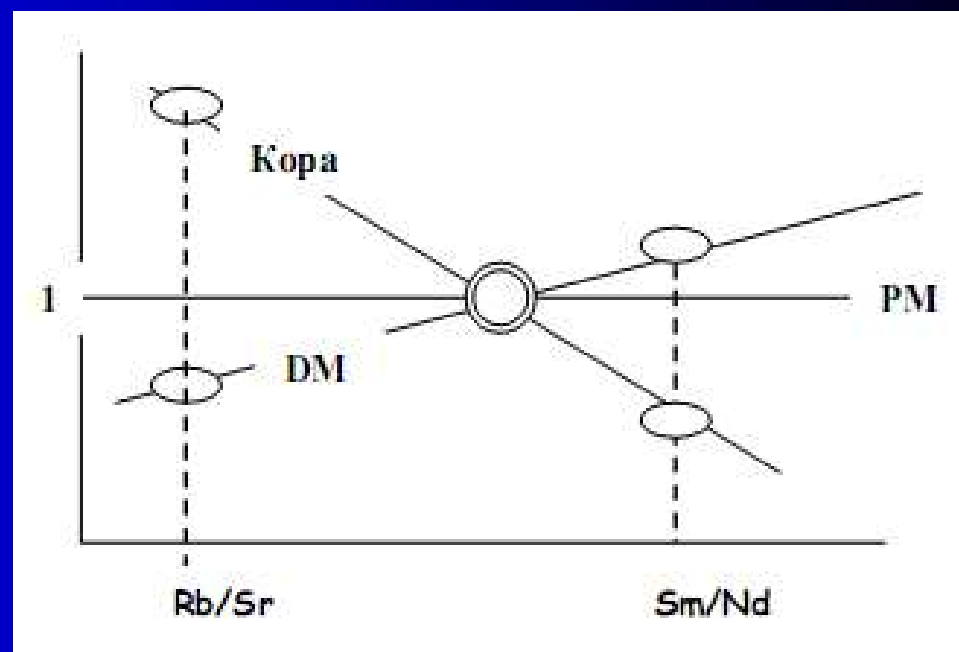
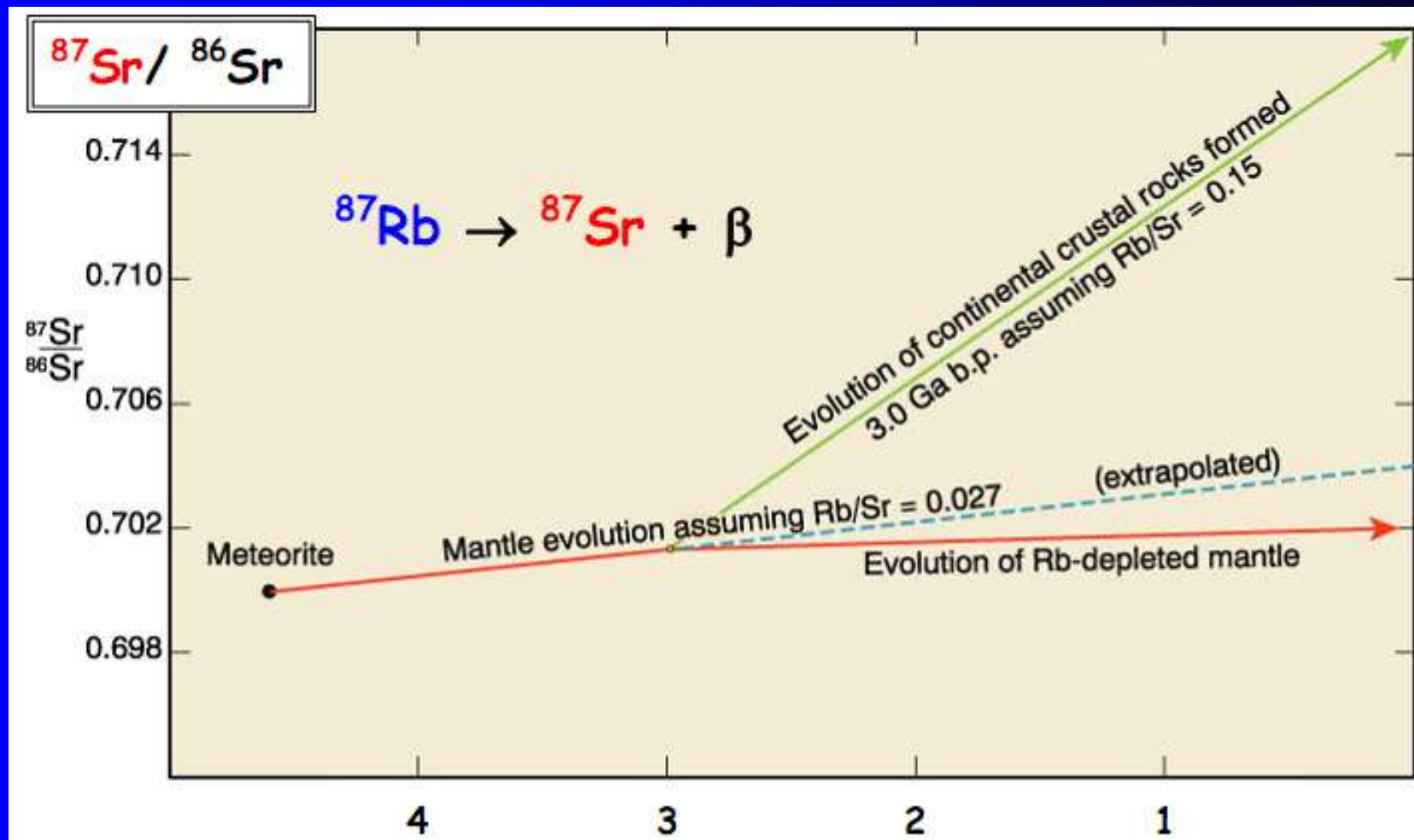


Схема различных отношений Rb/Sr и Sm/Nd для корового и обедненного мантийного резервуаров



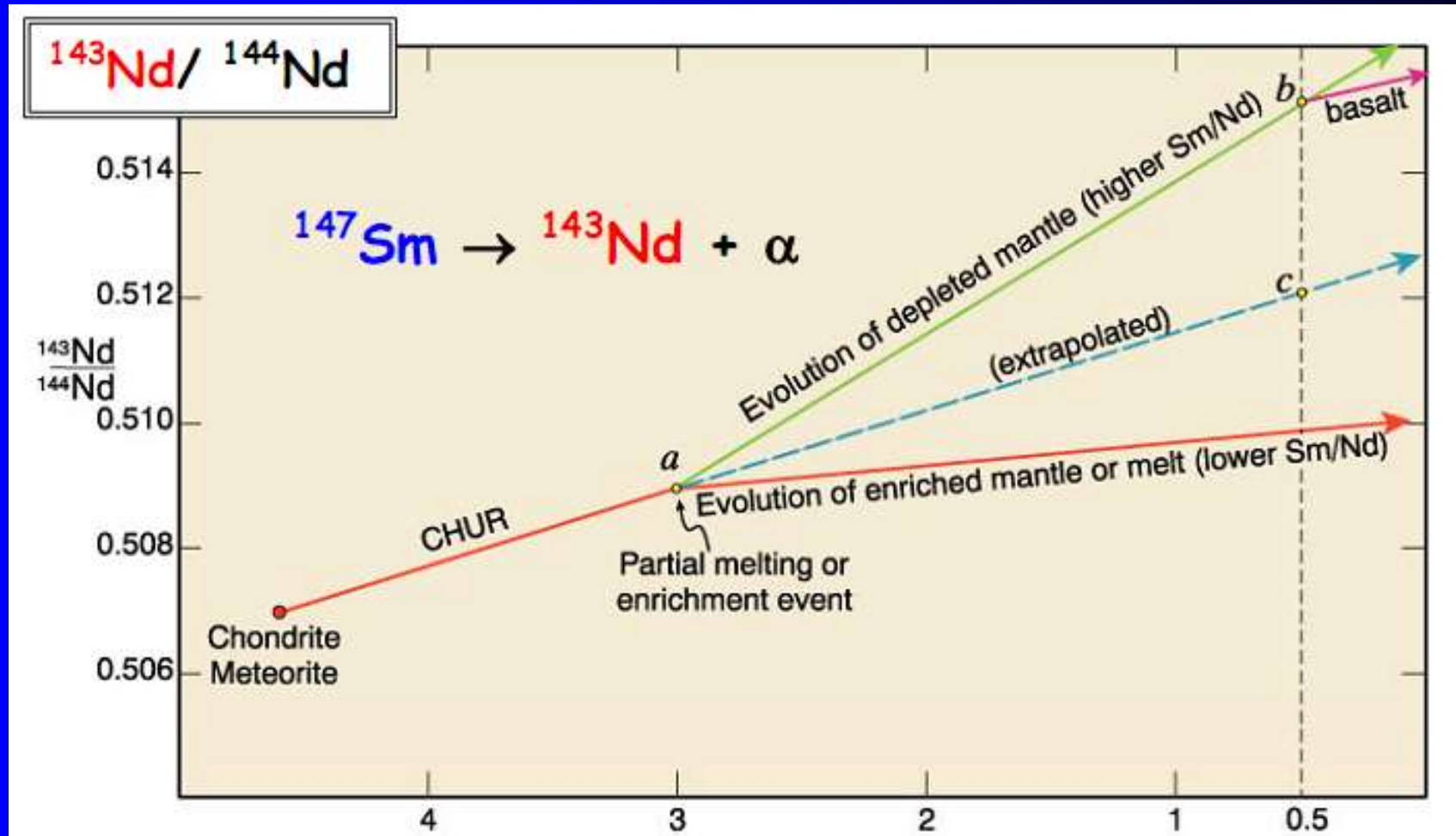
$$D_i (\text{эфф}) = C_i^{DM} / C_i^{\text{кора}}$$

Схема эволюции изотопного состава Sr в деплетированной мантии и коре



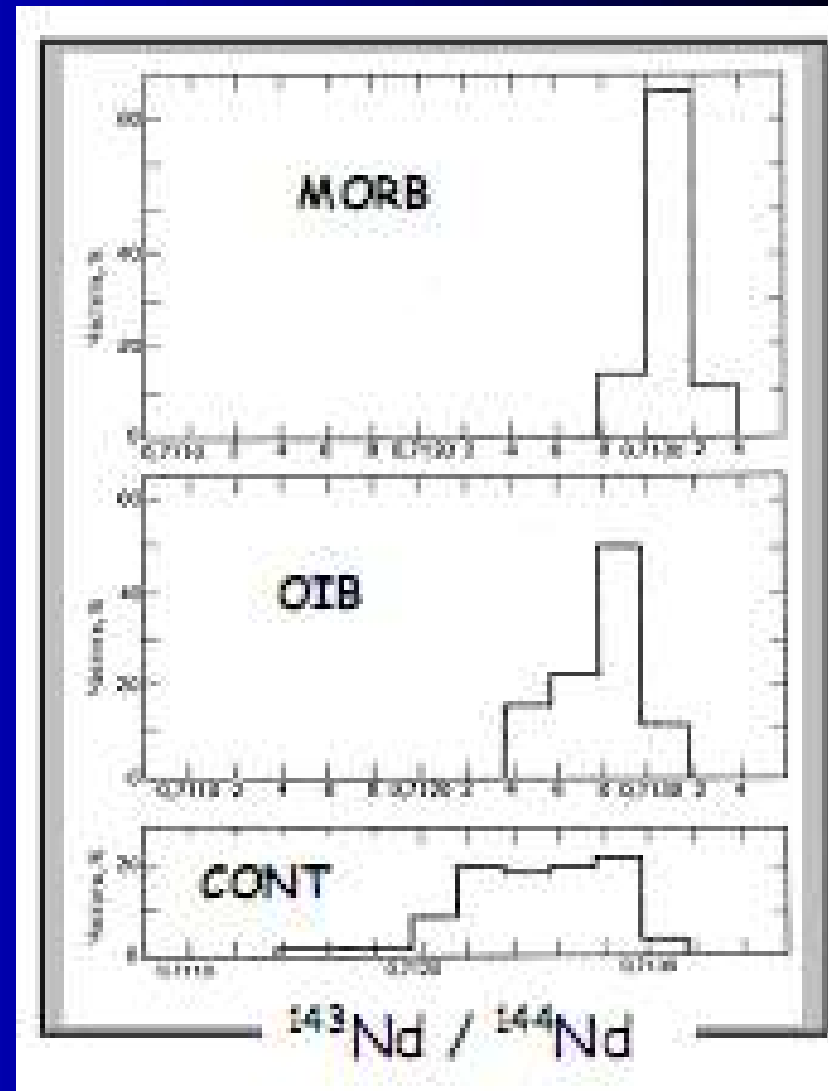
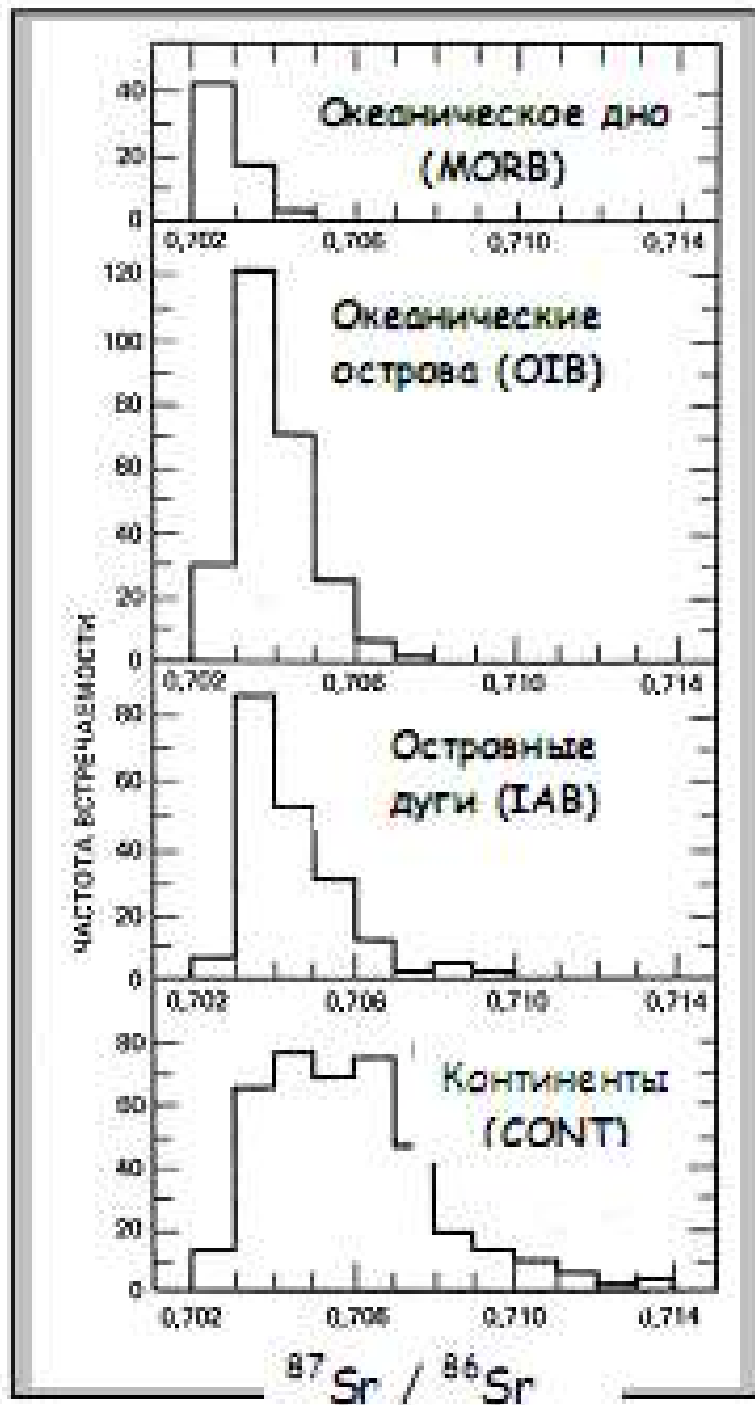
Млрд. лет до настоящего времени

Схема эволюции изотопного состава Nd в деплетированной мантии и коре



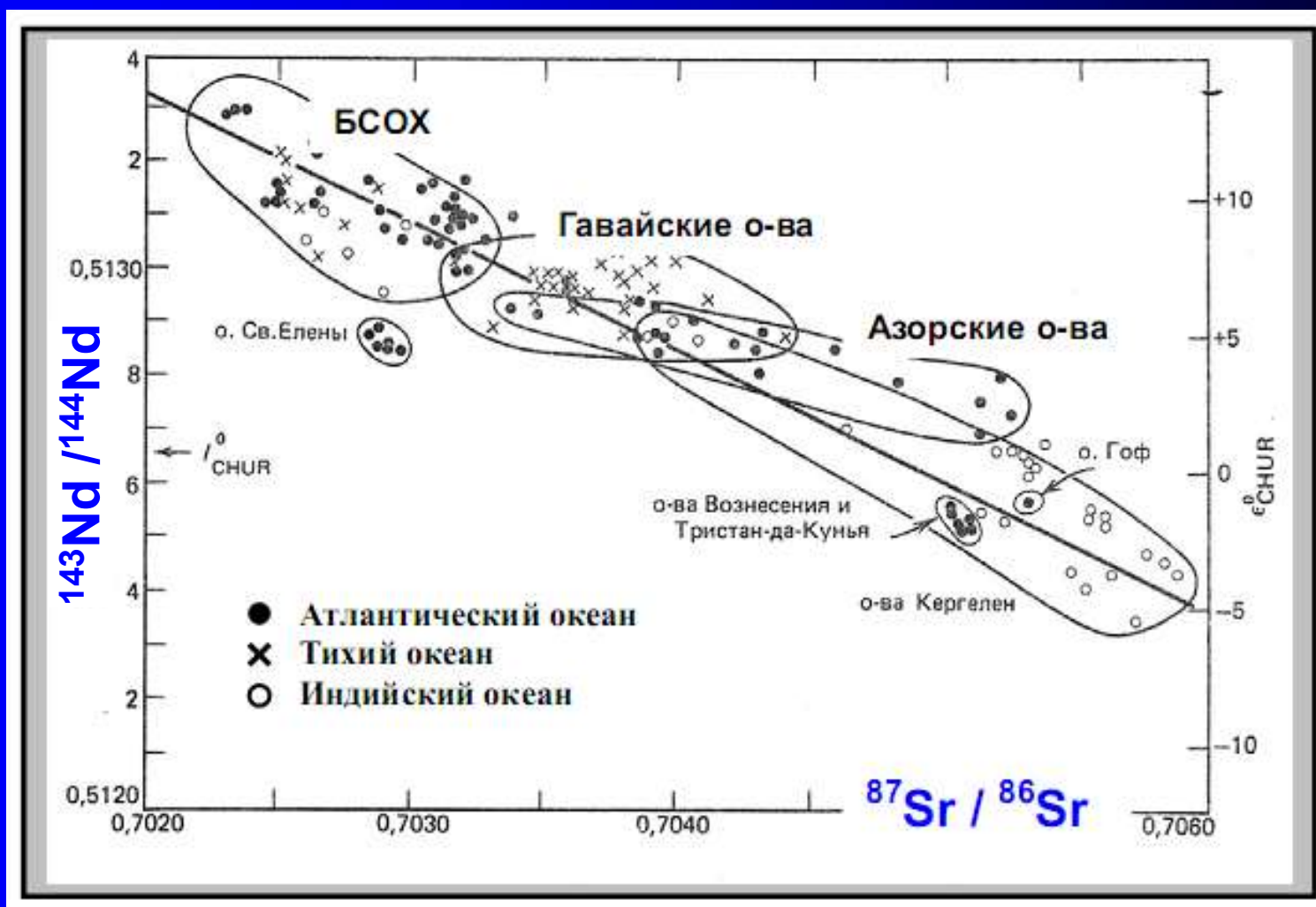
Млрд. лет до настоящего времени

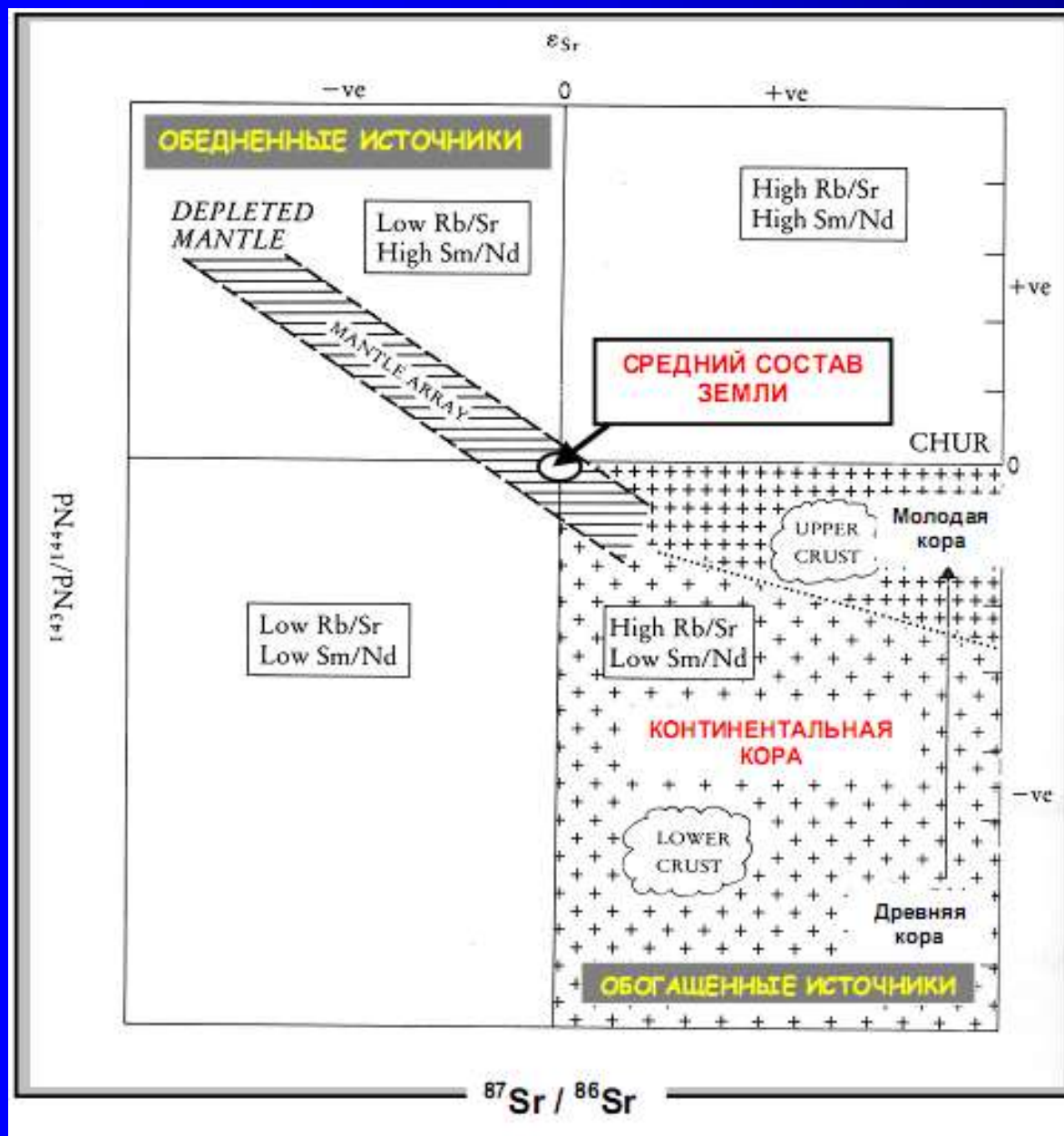
Гистограммы отношений $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах



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



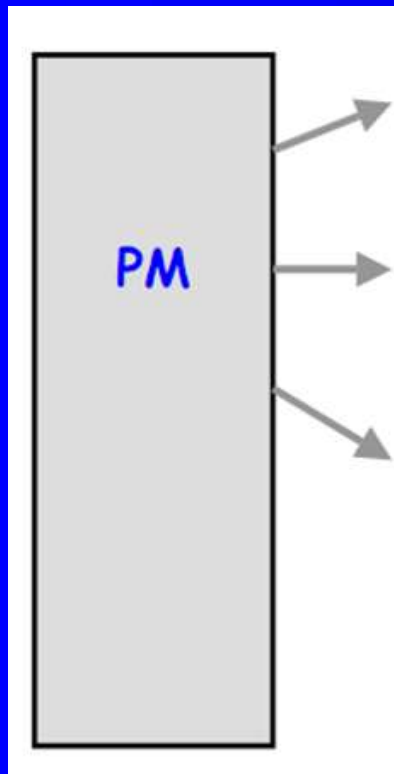


Относительный
характер терминов
“обедненность” и
“обогащенность” с
учетом
гетерогенности
мантийно-коровых
источников магм

В ДЕЙСТВИТЕЛЬНОСТИ ВСЕ СЛОЖНЕЕ...

Образование коры и деплетированной мантии

Современное строение

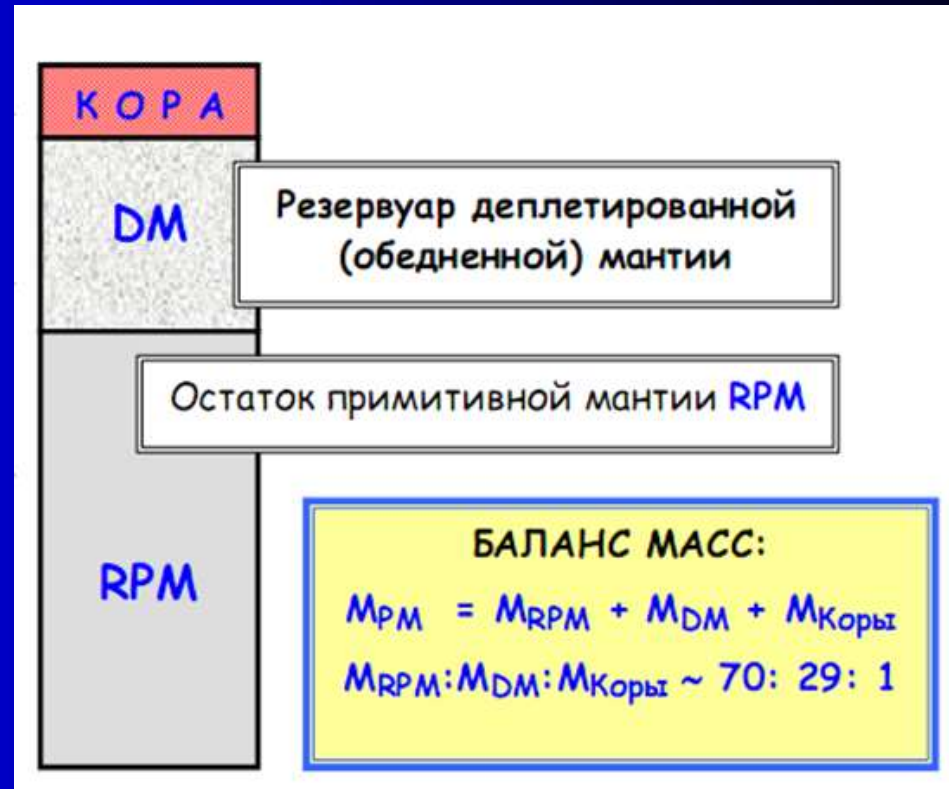


Как произошло?

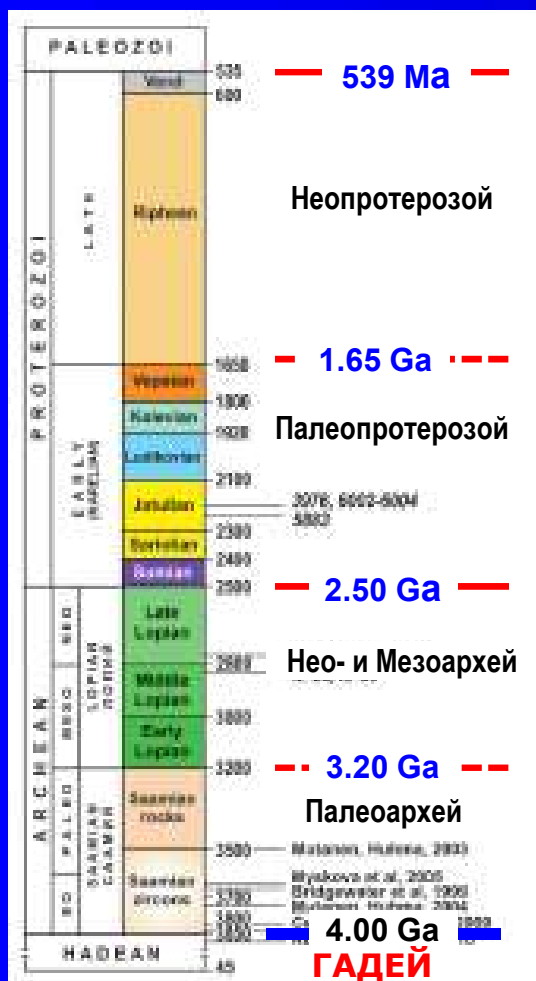


Когда?

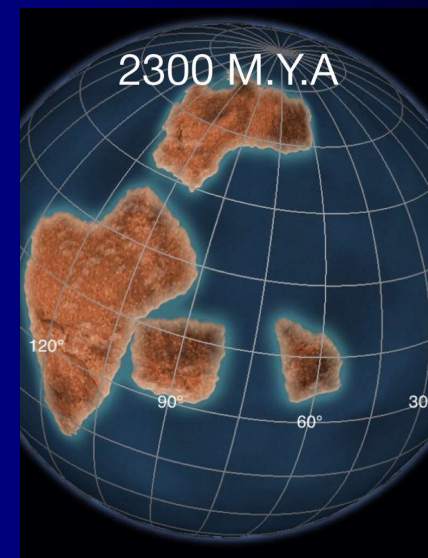
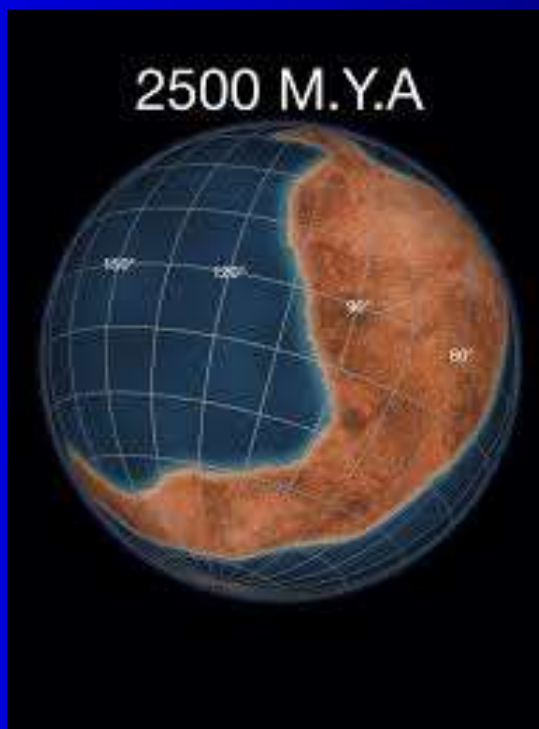
Масштабы?
Где искать
следы-реликты?



Шкала Докембрия (4567-539 млн. лет!)

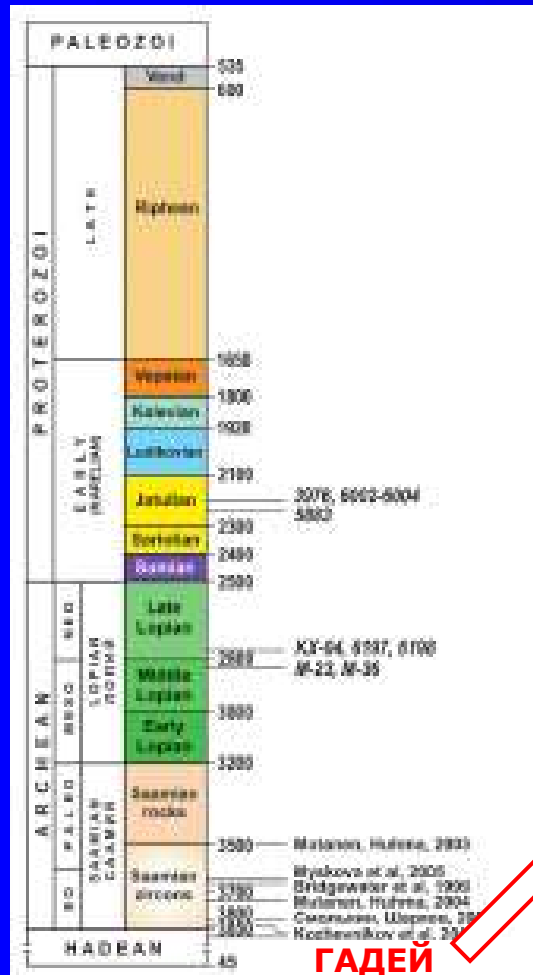


Суперконтинент Кенорланд (Kenorland) и его распад



Значение палеогеодинамики...

Древнейшее коровое вещество



Кварцево-гальковые конгломераты из обнажения Jack Hills в Западной Австралии (~100 м), где обнаружено 95% Гадейских цирконов!



Включения кварца и мусковита указывают на древний гранитный источник!

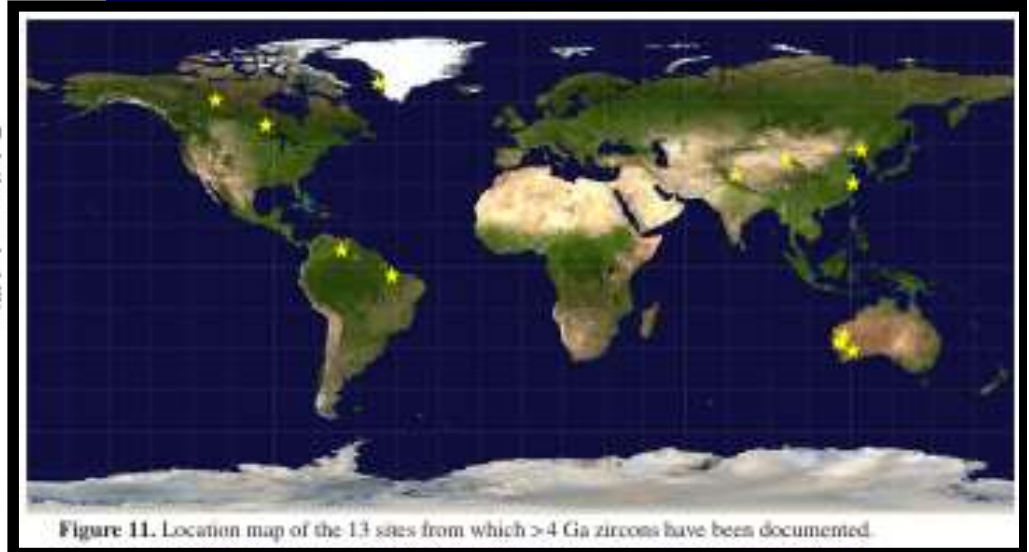
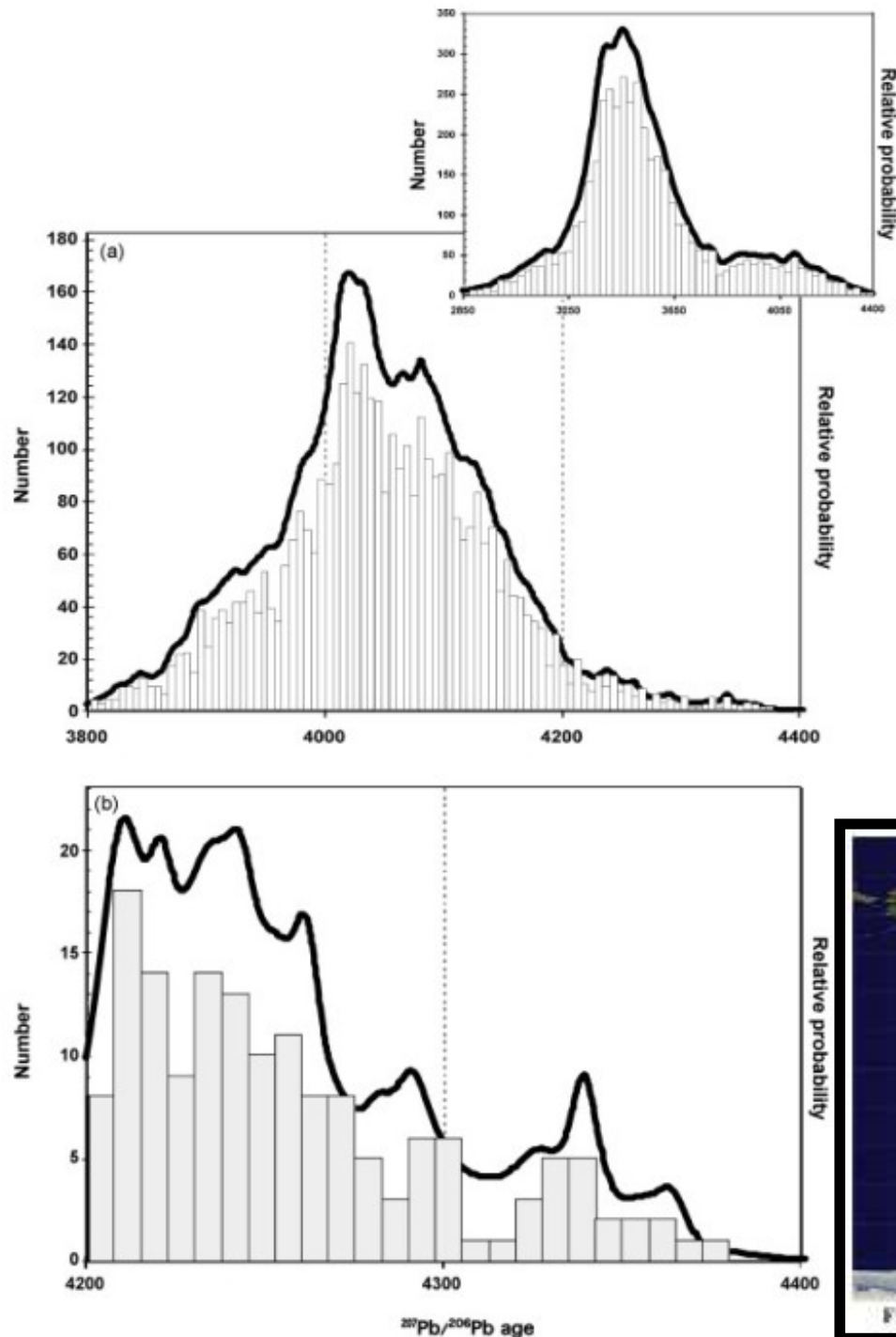
Цирконы Jack Hills

Гистограммы и встречаемость зерен циркона разного возраста:

на вставке – быстро сканированная популяция возрастом более 2.8 млрд. лет,

в середине – популяция древнее 3.9

внизу – только конкордатные цирконы древнее 4.2 млрд. лет - Гадей!

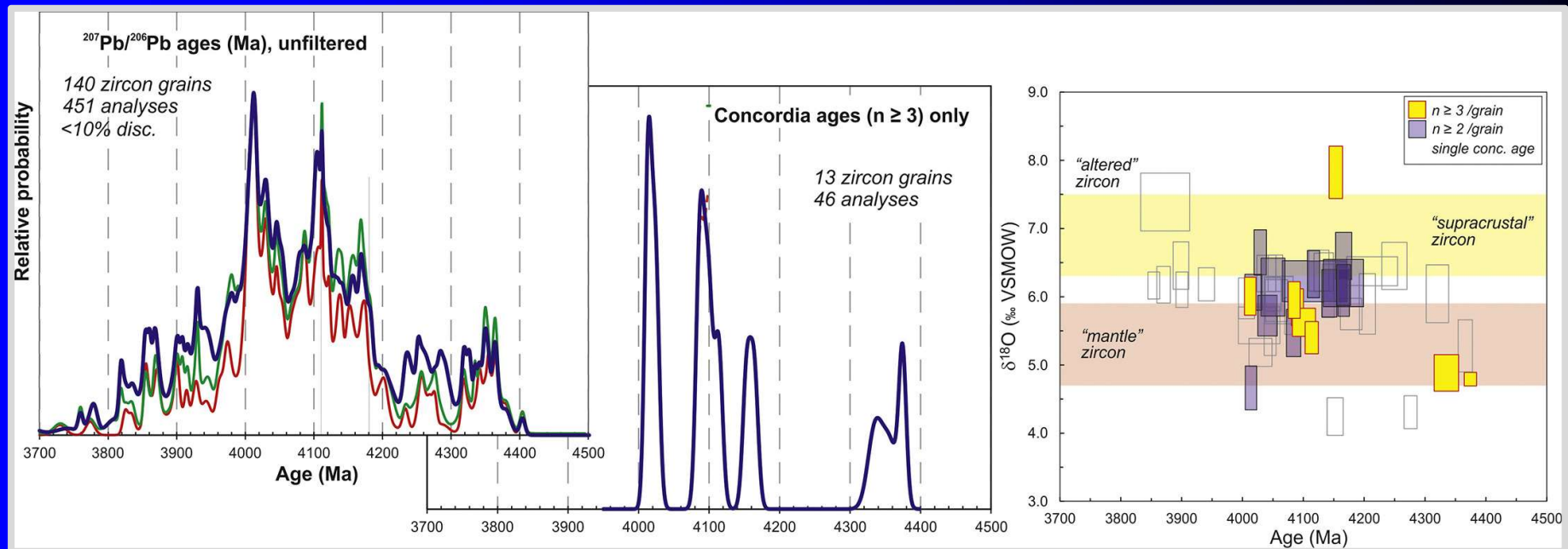


GR focus review

What can Hadean detrital zircon really tell us? A critical evaluation of their geochronology with implications for the interpretation of oxygen and hafnium isotopes

M.J. Whitehouse ^a, A.A. Nemchin ^b, R.T. Pidgeon ^b

Древнейшие цирконы Земли: изотопный состав кислорода



Th-U-Pb изотопная система

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

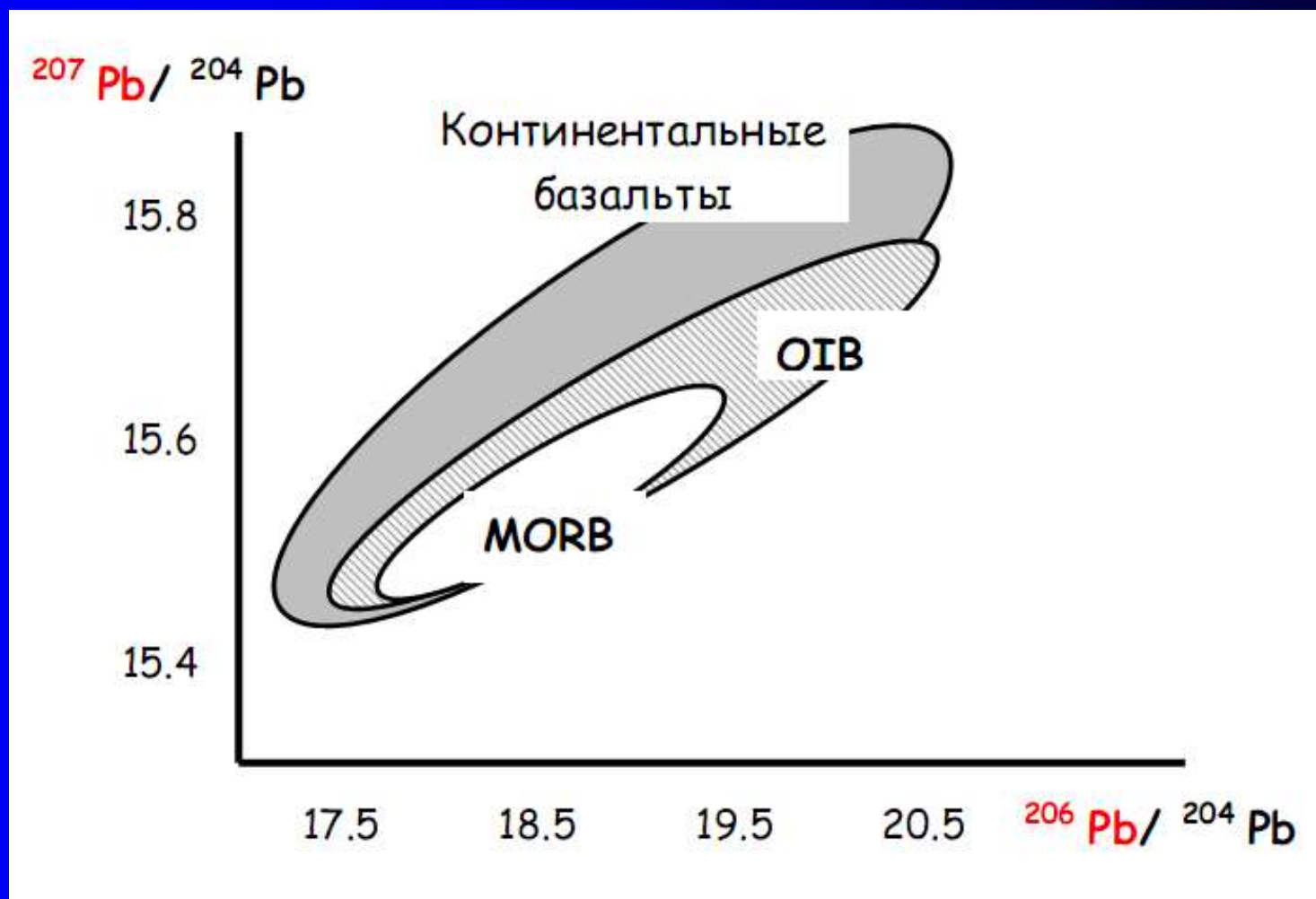
Эволюция характеристических отношений задается уравнениями вида:

$$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{нор}} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{нор}} (e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{нор}} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_{\text{нор}} (e^{\lambda_2 t} - 1)$$

$$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{нор}} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 + (^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})_{\text{нор}} (e^{\lambda_3 t} - 1)$$

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



$t_{1/2} = 42$ млрд. лет

Характеристические отношения включают:



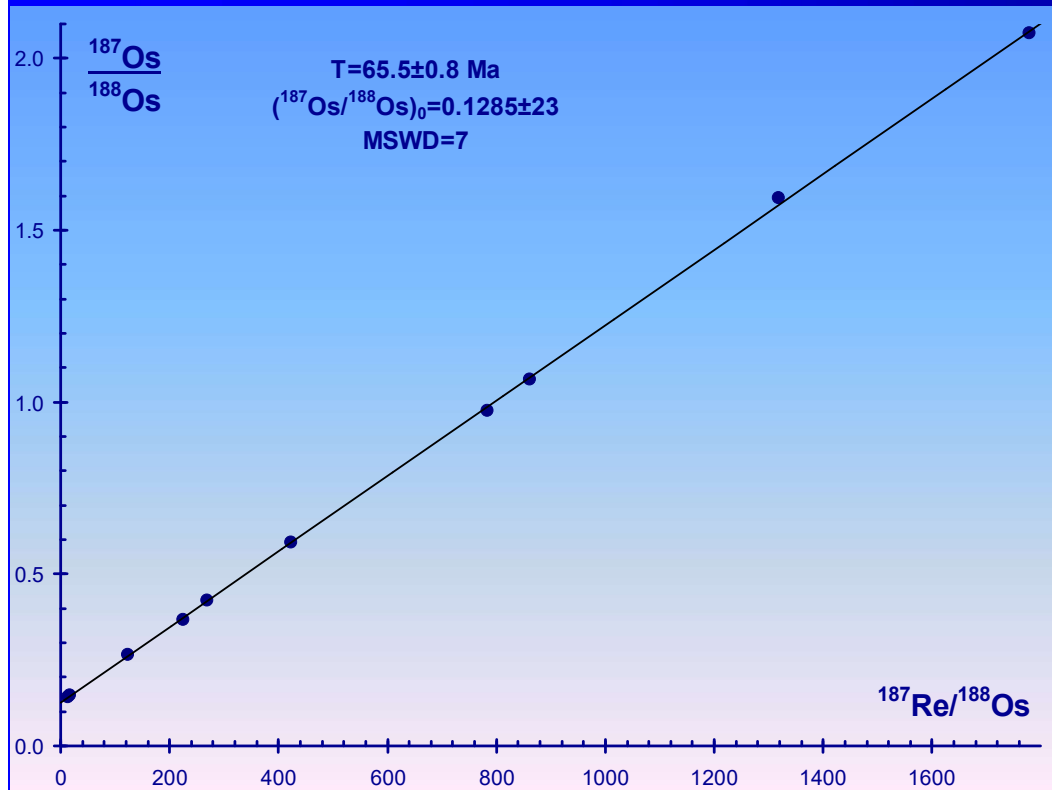
$$\lambda_{187} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ год}^{-1}$$

(Smoliar et al., 1996)

Re – Os изотопная система

$$\left(\frac{{}^{187}\text{Os}}{{}^{188}\text{Os}} \right) = \left(\frac{{}^{187}\text{Os}}{{}^{188}\text{Os}} \right)_0 + \left(\frac{{}^{187}\text{Re}}{{}^{188}\text{Os}} \right) \cdot [\exp(\lambda \cdot t) - 1]$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\left(\frac{{}^{187}\text{Os}}{{}^{188}\text{Os}} \right) - \left(\frac{{}^{187}\text{Os}}{{}^{188}\text{Os}} \right)_0}{\left(\frac{{}^{187}\text{Re}}{{}^{188}\text{Os}} \right)} + 1 \right)$$



Из лекций Ю.А. Костицына

Re – Os изотопная система

	at %%	AW
^{184}Os	0.018%	
^{186}Os	1.584%	
^{187}Os	2.400%	
^{188}Os	13.176%	190.21
^{189}Os	16.058%	
^{190}Os	26.146%	
^{192}Os	40.617%	
^{185}Re	37.07%	
^{187}Re	62.93%	186.21

$$\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{CHUR}} = 0.1270$$

$$\left(\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}} \right)_{\text{CHUR}} = 0.40186$$

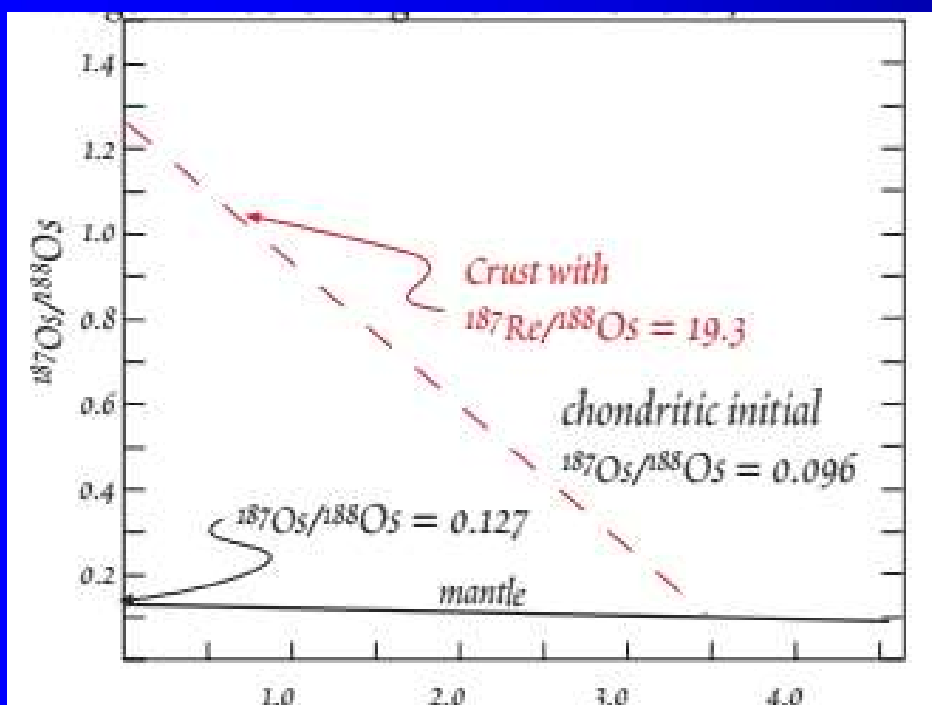
(Shirey, Walker, 1998)

Re – Os изотопная система

Since the silicate Earth appears to have a near-chondritic $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio, it is useful to define a parameter analogous to ϵ_{Nd} and ϵ_{Hf} that measures the deviation from chondritic. Walker et al. (1989) defined γ_{Os} as:

$$\gamma_{\text{Os}} = \frac{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{chon}}}{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{chon}}} \times 100 \quad 11.2$$

Because of the differences in compatibility, Re/Os variations are huge. The mantle has a Re/Os ratio on the order of 0.1 whereas the crust has a Re/Os ratio on the order of 100. The $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ ratio of the mantle is about 0.127 whereas the crustal ratio is thought to be between 1.1 and 1.3. Despite



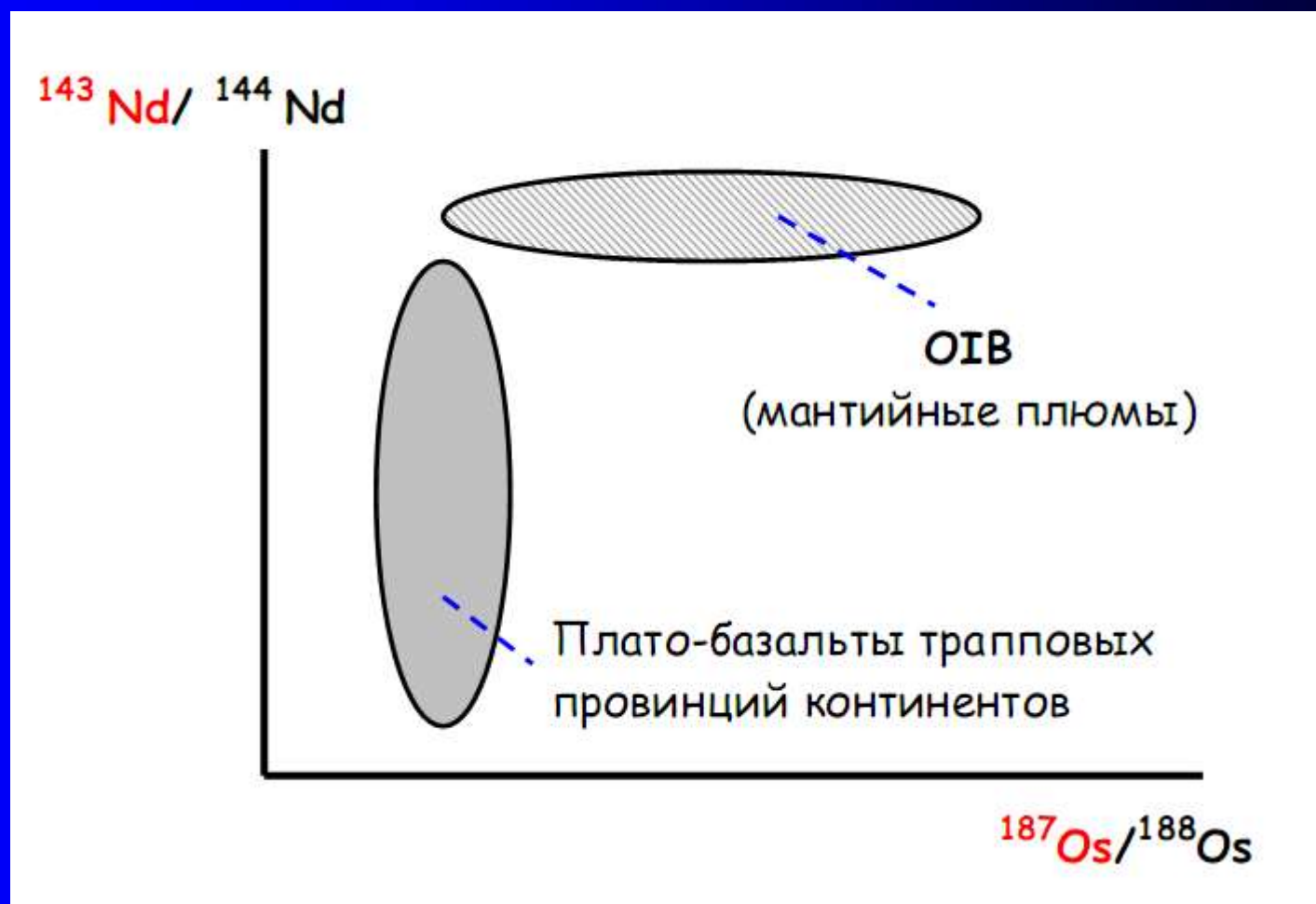
$$\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{CHUR}} = 0.1270$$

$$\left(\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}}\right)_{\text{CHUR}} = 0.40186$$

(Shirey, Walker, 1998)

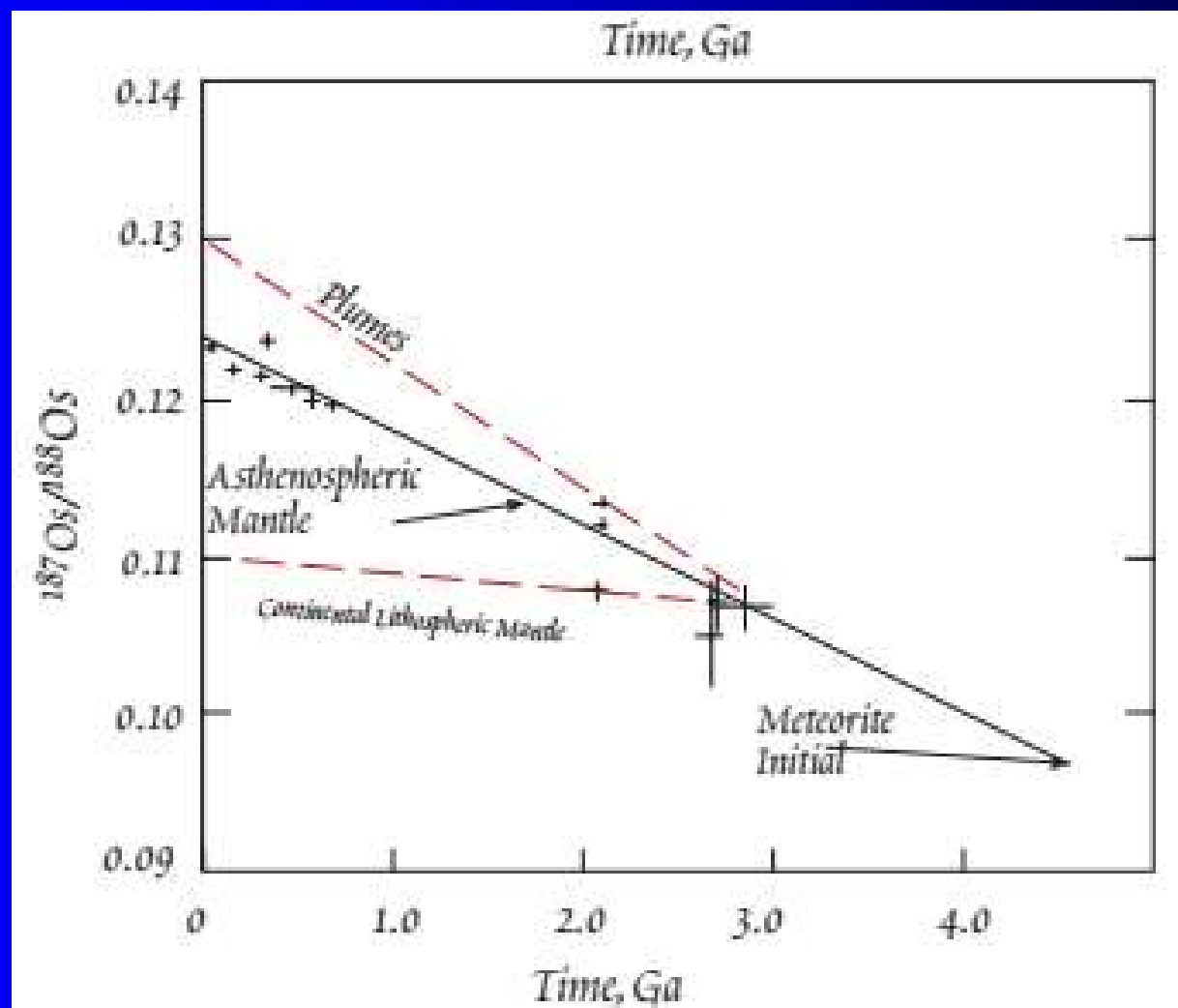
After White (2000)

Re – Os изотопная система



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

Re – Os изотопная система



After White (2000)