



Общая геохимия

Лекция 7

Изотопная геохимия.

Rb-Sr метод, Sm-Nd метод

Геохронология и геохимия радиоогенных изотопов

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda_{\text{Rb}}\tau} - 1) + \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_0$$

$$\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} = \frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda_{\text{Sm}}\tau} - 1) + \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_0$$

$$\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda_{\text{U}}\tau} - 1) + \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_0$$

На основе этих
уравнений
можно решать
два вида задач:

- Определение возраста по изотопному составу и по отношению материнского изотопа к дочернему – **ГЕОХРОНОЛОГИЯ**
- Оценка отношения материнского элемента к дочернему в источнике вещества по изотопному составу и возрасту его производных – **ГЕОХИМИЯ РАДИОГЕННЫХ ИЗОТОПОВ**

- **Rb** - щелочной металл. Его ионный радиус (1.48 Å) весьма близок к ионному радиусу калия во всех K-содержащих минералах.
- **Rb** является рассеянным элементом, который не образует своих собственных минералов, но он содержится в легко определяемых количествах в обычных K-содержащих минералах, таких, как слюды (мусковит, биотит, флогопит и лепидолит), K-полевой шпат (ортоклаз и микроклин), некоторые глинистые минералы и минералы эвапоритов, например сильвин и карналлит.
- **Rb** имеет два природных изотопа - ^{85}Rb и ^{87}Rb - с распространенностью соответственно 72.2% и 27.8%. ^{87}Rb - радиоактивен и распадается с образованием стабильного ^{87}Sr путем испускания отрицательной бета-частицы.

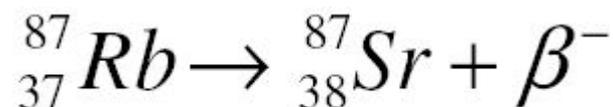
- **Sr** - член группы щелочноземельных элементов. Его ионный радиус (1.13 Å) несколько больше, чем у Ca (0.99 Å), который он может замещать во многих минералах.
- Таким образом, **Sr** также является рассеянным элементом и входит в состав Ca-содержащих минералов, таких, как плагиоклаз, апатит и карбонаты кальция, в особенности арагонит.
- **Sr** имеет четыре стабильных изотопа (^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr и ^{84}Sr). Их распространенность составляет соответственно около 82.58, 7.00, 9.86 и 0.56%. Распространенность изотопов стронция варьирует в связи с образованием радиогенного ^{87}Sr за счет распада природного ^{87}Rb .
- **По этой причине точный изотопный состав стронция в породе или минерале, которые содержат рубидий, зависит от возраста и отношения Rb/Sr в этой породе или минерале.**

39	85 Y	86 Y	87 Y	88 Y	89 Y	90 Y
38	84 Sr	85 Sr	86 Sr	87 Sr	88 Sr	89 Sr
37	83 Rb	84 Rb	85 Rb	86 Rb	87 Rb	88 Rb
36	82 Kr	83 Kr	84 Kr	85 Kr	86 Kr	87 Kr
	46	47	48	49	50	51

Количество протонов

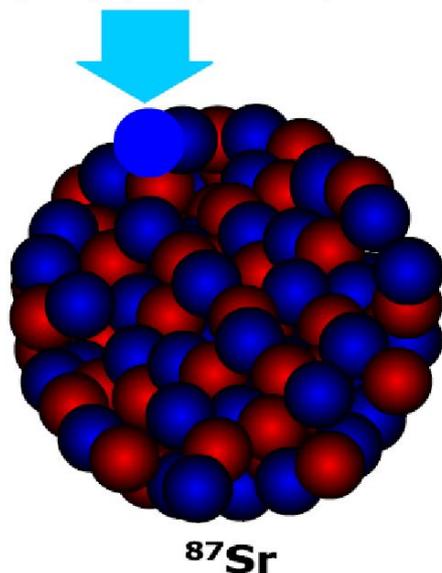
Количество нейтронов

Rb имеет два природных изотопа: ^{87}Rb и ^{85}Rb . ^{87}Rb является радиоактивным изотопом, а ^{85}Rb – стабильным. Sr имеет четыре природных изотопа, все из которых являются стабильными: ^{88}Sr , ^{87}Sr , ^{86}Sr , и ^{84}Sr .



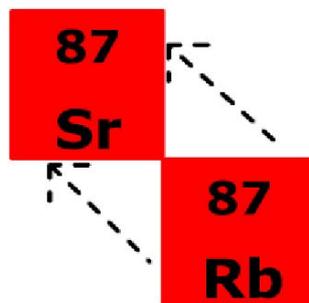
Механизм β^{-} -распада

Нейтрон трансформируется в протон

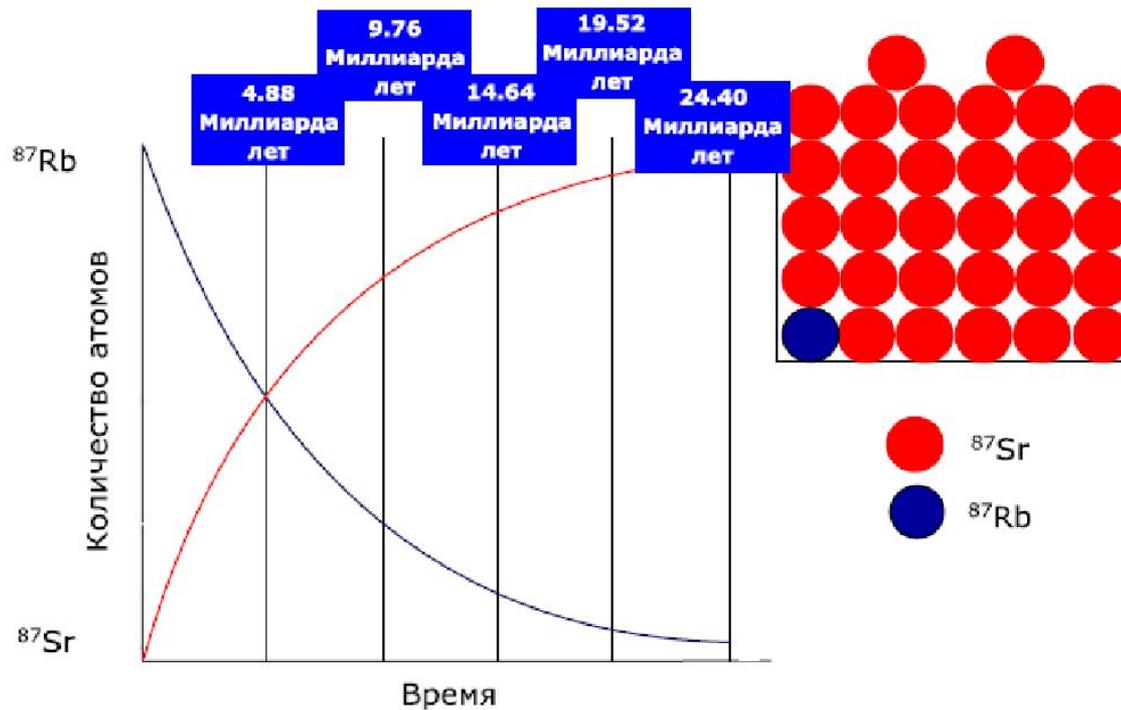


^{87}Rb имеет период полураспада, равный $T_{1/2} = 4.88 \times 10^{10}$ лет, который связан с константой радиоактивного распада следующим уравнением $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$

$$T_{1/2} = 48.8 \text{ Ga}$$



Радиоактивный распад ^{87}Rb и образование ^{87}Sr



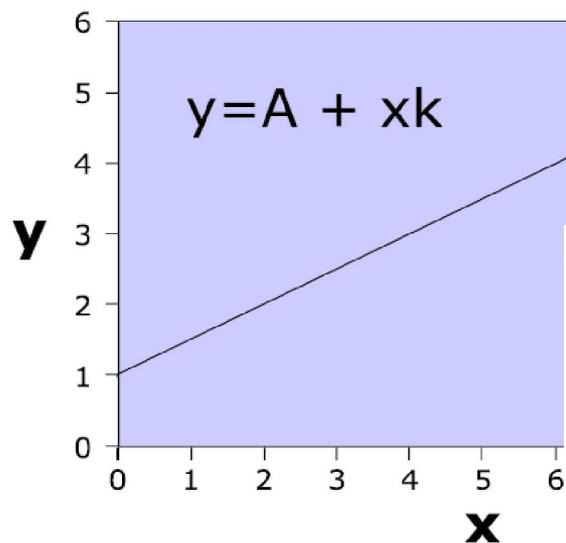
$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1)$$

↑
Первоначальное содержание радиогенного изотопа

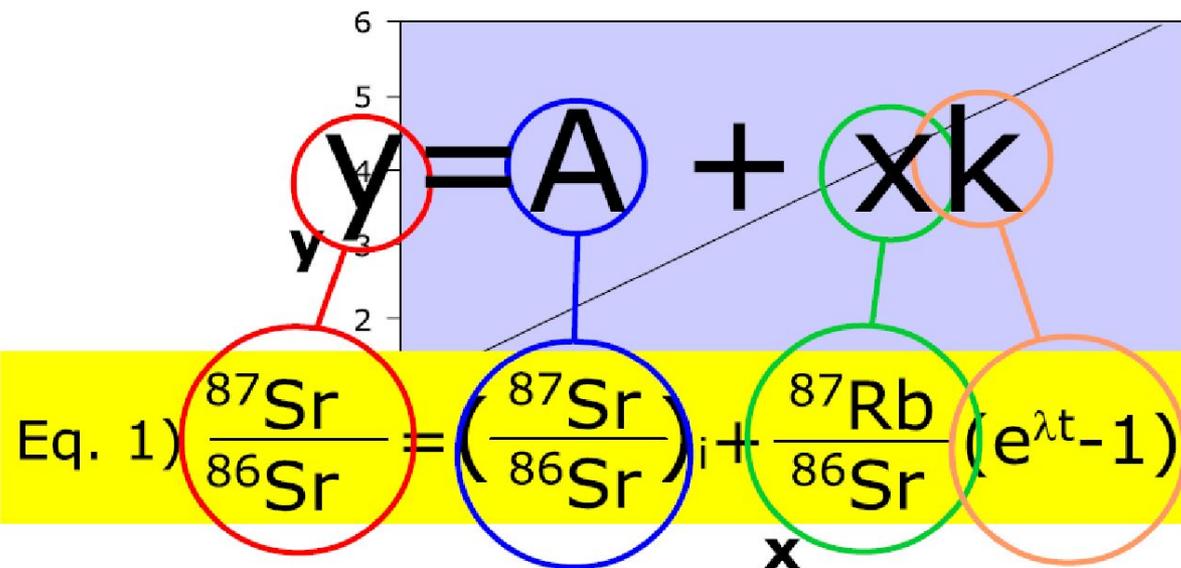
- Для расчета возраста требуется знать содержание изотопов. Современные масс-спектрометры, приборы, предназначенные для определения изотопов, могут определять лишь их отношения.
- Поэтому каждый член уравнения делим на содержание изотопа ^{86}Sr . ^{86}Sr является стабильным изотопом и не образуется в результате радиоактивного распада существующих в природе изотопов каких-либо элементов.

Изохронная диаграмма

$$\text{Eq. 1) } \frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_i + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$



Изохронная диаграмма



Изохронная модель

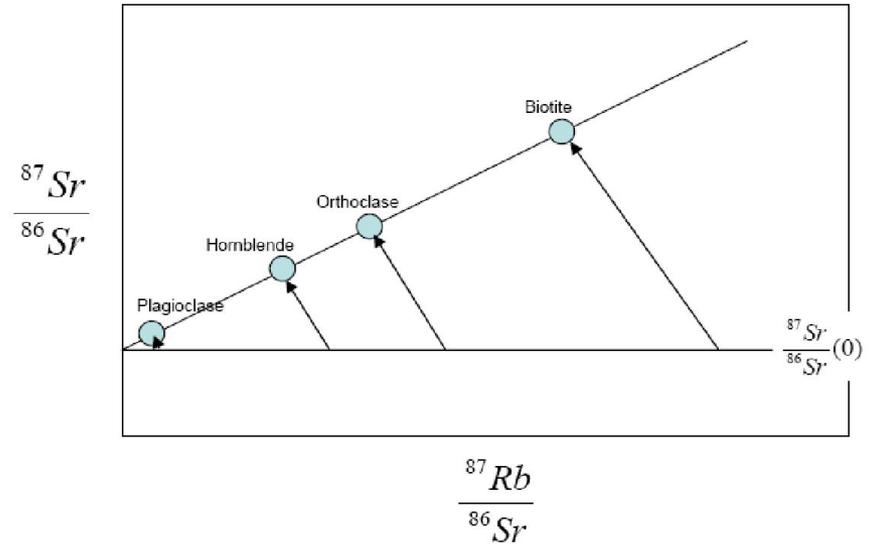
Изохрона – линия равных возрастов

Граничные условия 1.

Одновозрастность

2. Геохимическая
замкнутость

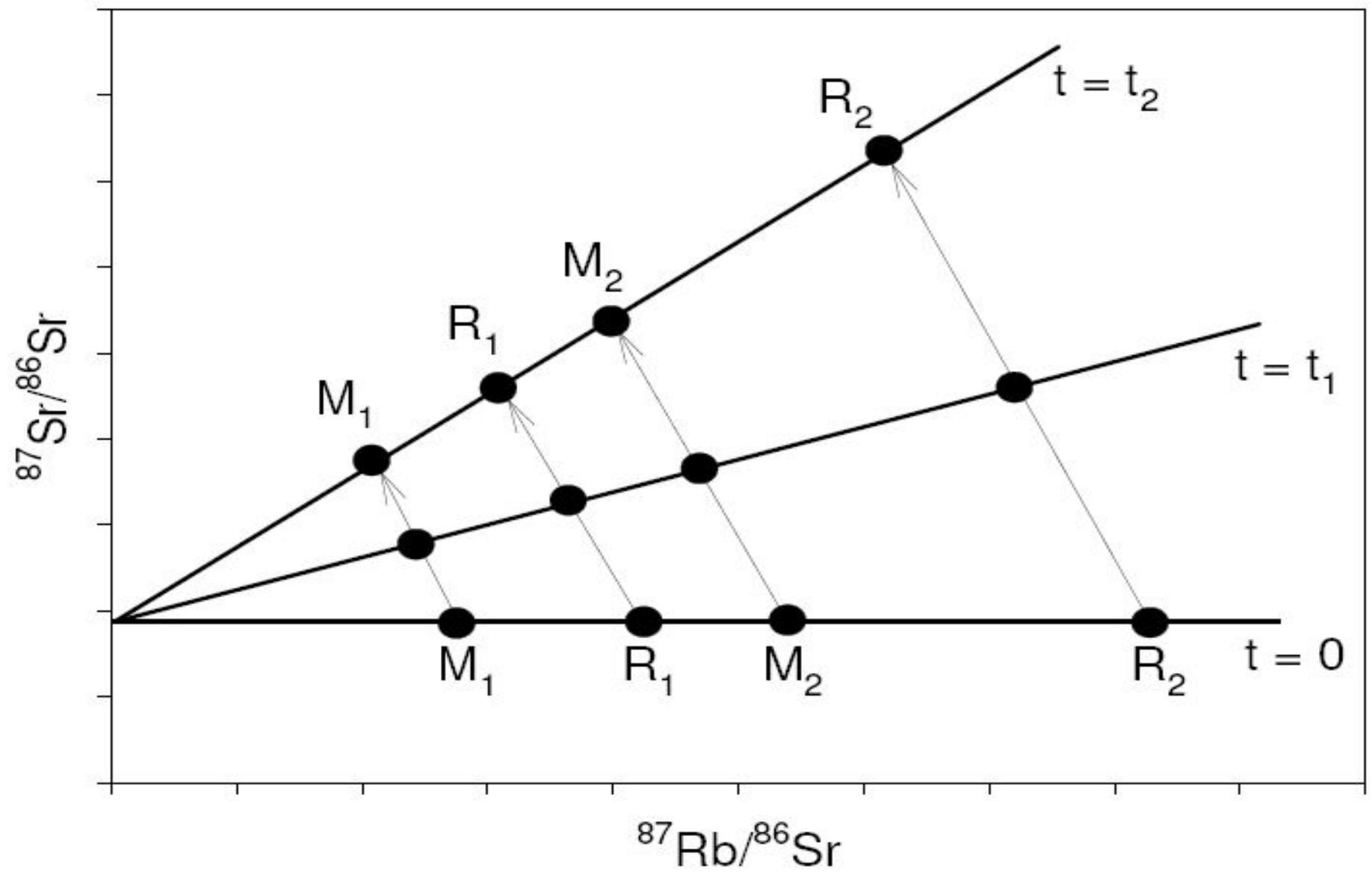
3. Изотопная
однородность при
образовании



И наоборот, построение изохроны является экспериментальным доказательством выполнения ЭТИХ УСЛОВИЙ.

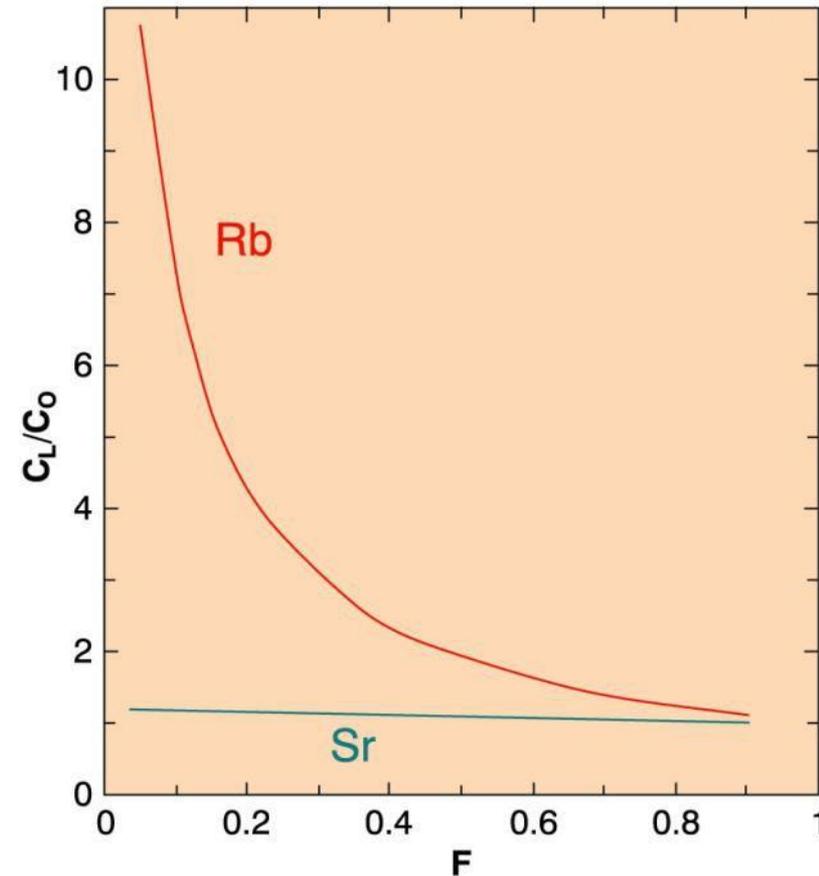
Тангенс угла наклона изохроны прямо пропорционален возрасту t .

Тангенс угла наклона изохроны прямо пропорционален возрасту t .



Для построения изохроны необходимо:

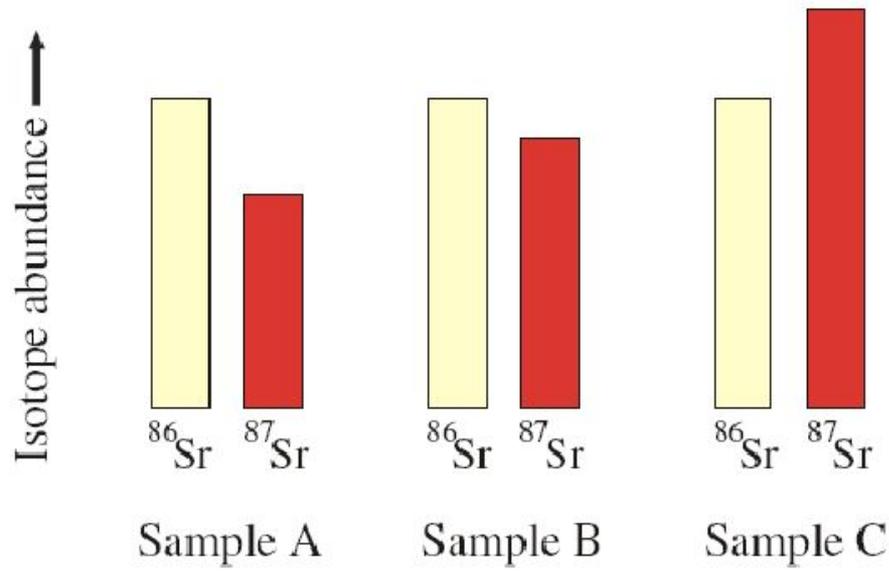
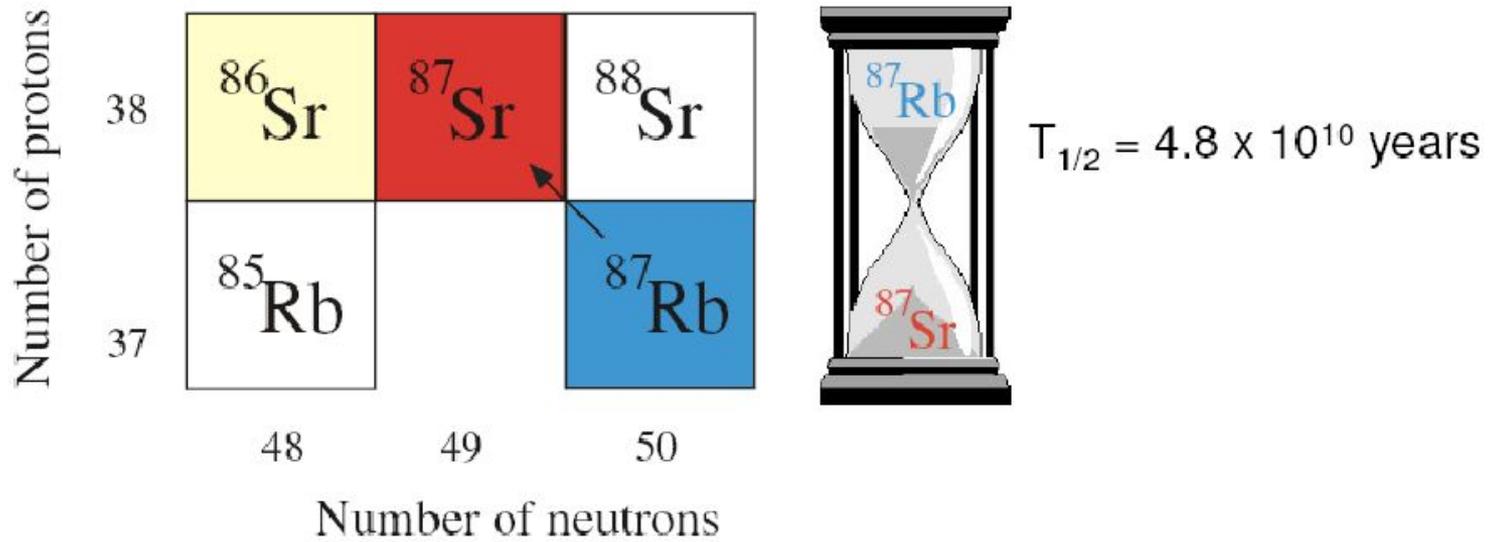
- Три или более когенетических образцов с разбросом Rb/Sr отношения. Ими могут быть:
- 3 когенетических породы, произошедших из одного источника в результате частичного плавления, фракционной кристаллизации и других процессов.
- Или 3 сосуществующих минерала из одной породы, отличающихся K/Ca отношением.



Изменение содержания Rb и Sr в расплаве, образующегося при частичном плавлении базальта

- В ходе фракционной кристаллизации магмы Sr имеет тенденцию концентрироваться в плагиоклазе, тогда как Rb остается в жидкой фазе. Вследствие этого в ходе прогрессивной кристаллизации отношение Rb/Sr в остаточной магме может постепенно возрастать.
- Поэтому серии дифференцированных магматических пород имеют тенденцию к повышению отношения Rb/Sr с увеличением степени дифференциации. Наивысшие значения этого отношения, достигающие 10 и более, наблюдаются в дифференциатах последних стадий, включая пегматиты.

Rb-Sr System



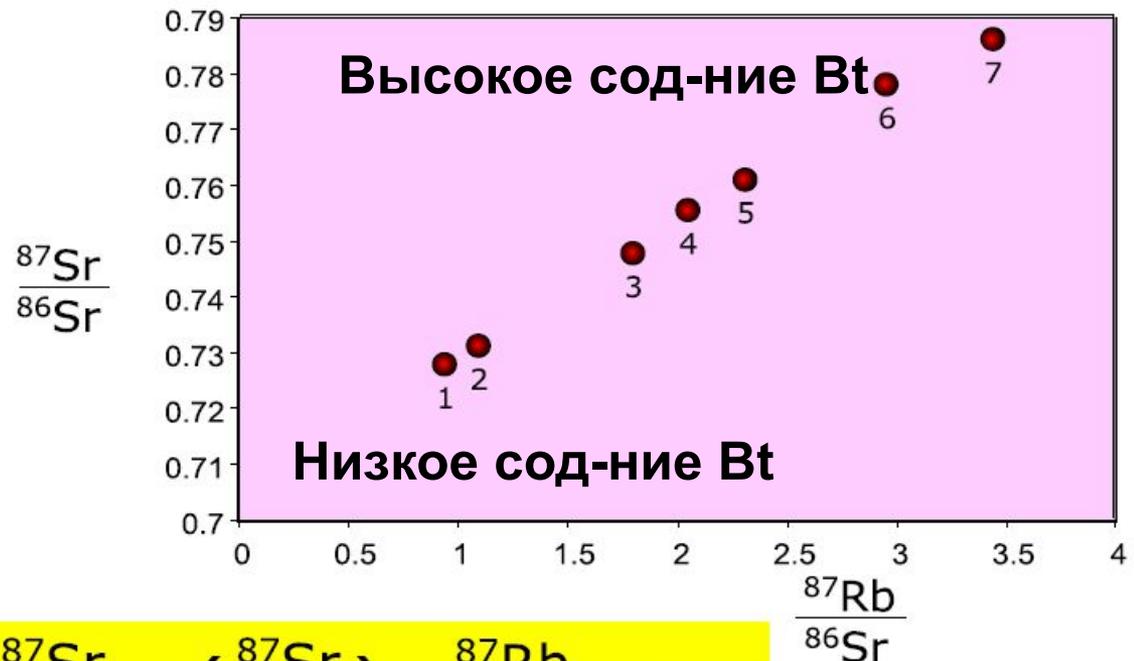
Примеры датирования пород Rb-Sr методом



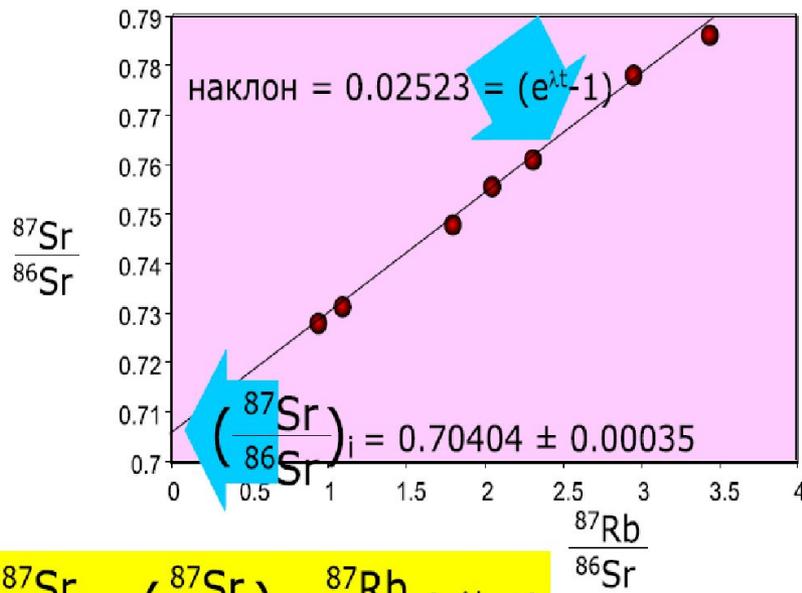
Гранитный массив Эрсфиорд

Датирование магматических пород

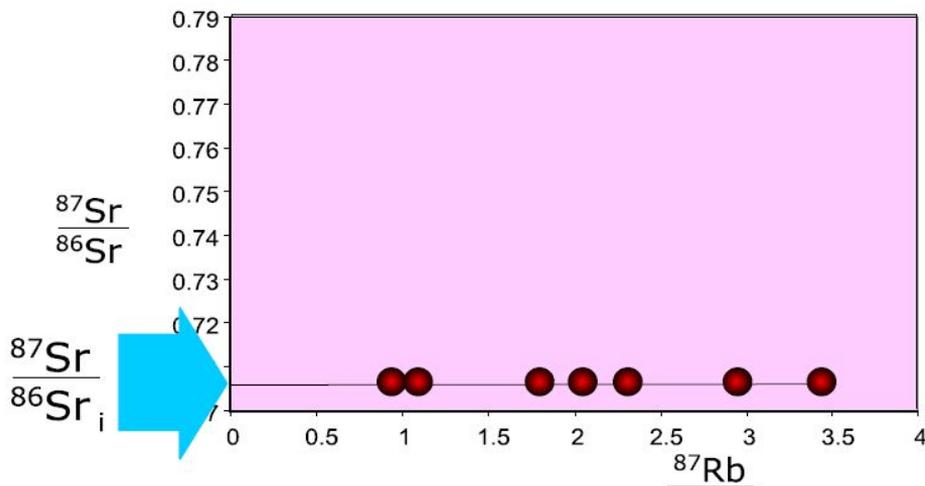
- Рубидий (Rb) легко замещает калий (K) в минералах. K-содержащие минералы, такие как мусковит, биотит, амфибол и калиевый полевой шпат, подходят для Rb-Sr метода определения возраста.



$$\text{Eq. 1) } \frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}} = \left(\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}\right)_i + \frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$



Eq. 1)
$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$



С момента кристаллизации, атомы ^{87}Rb непрерывно испытывают радиоактивный распад и превращение в атомы ^{87}Sr . В породах с очень низким первичным содержанием ^{87}Rb образуется, соответственно, незначительное количество атомов ^{87}Sr . В породах, которые изначально содержали больше ^{87}Rb , соответственно будет сформировано большее количество атомов ^{87}Sr . Отметим, что все семь образцов будут лежать на одной линии независимо от стадии эволюции. Линия пересекает вертикальную ось при значении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Отметим также, что угол наклона линии увеличивается с течением времени. Данный угол показывает, что возраст гранитов соответствует $1\,706 \pm 15$ млн. лет.

Датирование метаморфических пород

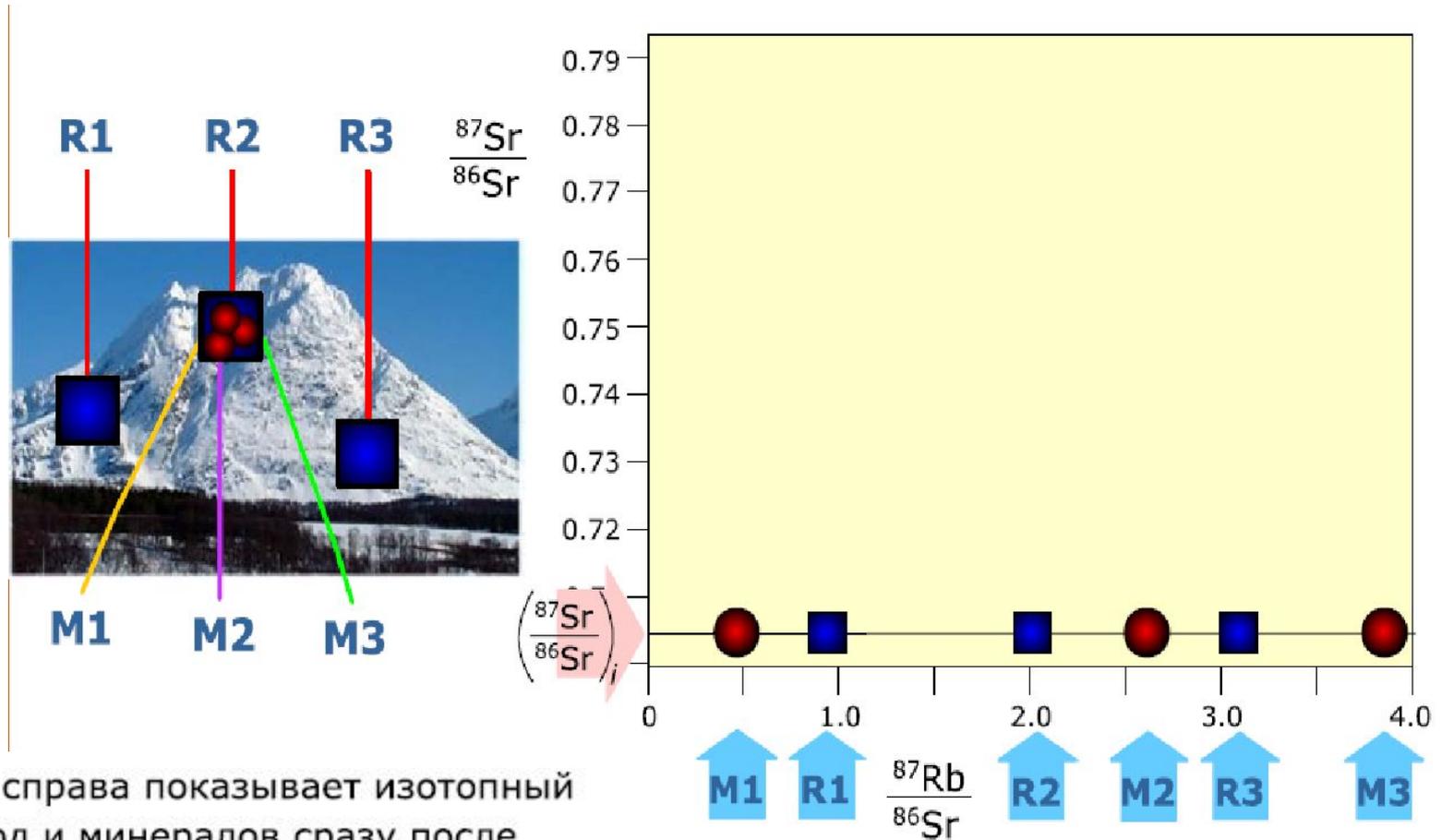
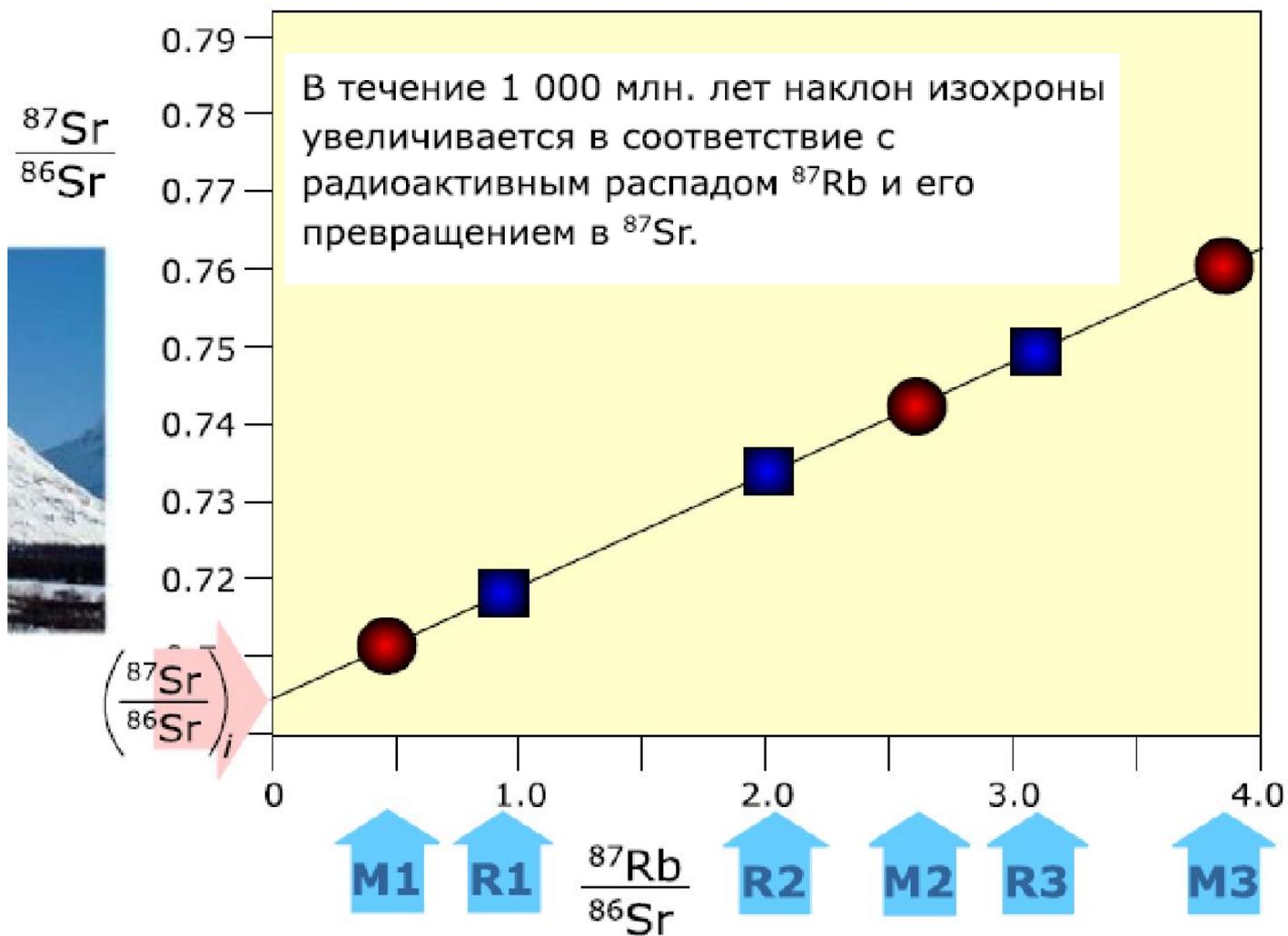


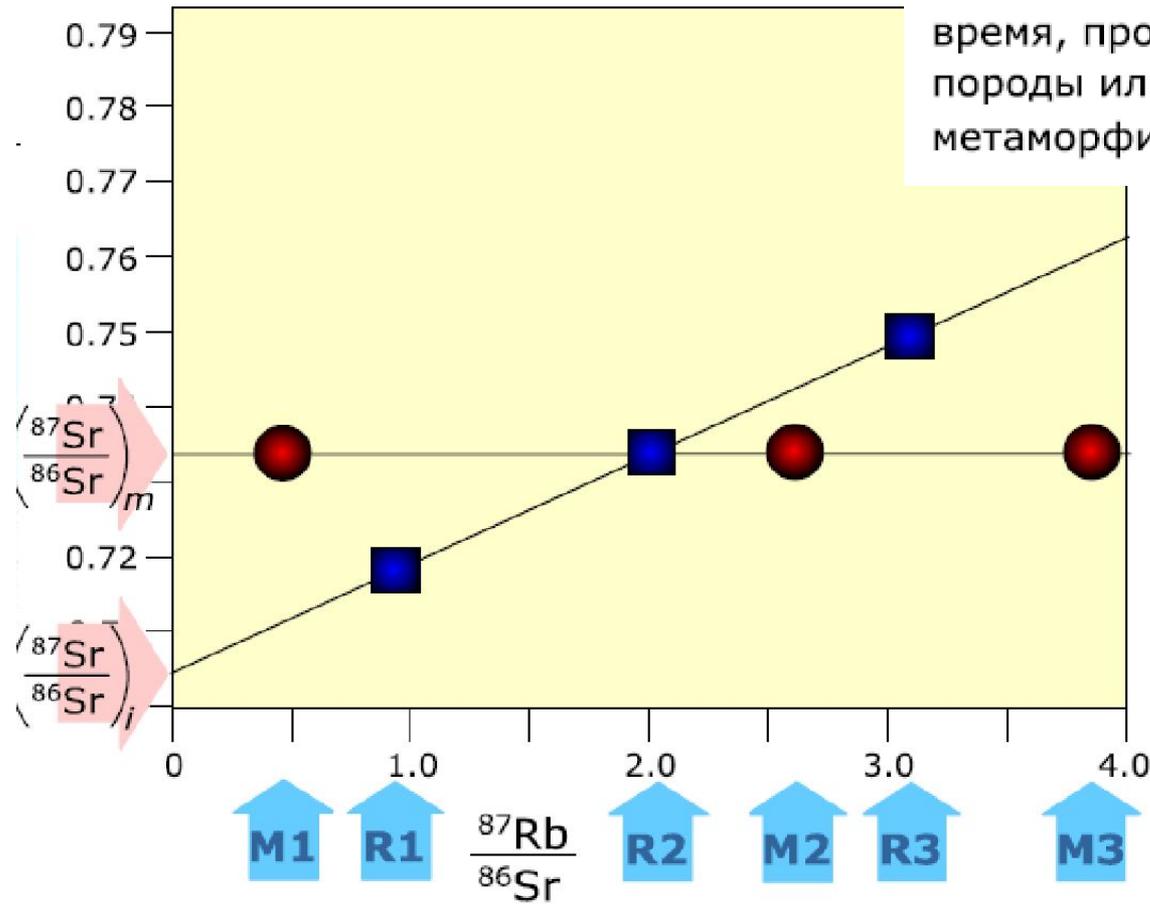
Диаграмма справа показывает изотопный состав пород и минералов сразу после кристаллизации. И породы и минералы имеют одинаковое $\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$ – отношение, в момент формирования из одной изотопно-гомогенной магмы. $\frac{87\text{Rb}}{86\text{Sr}}$ отношение, однако, различно, потому что различные минералы по-разному фракционируют Rb и Sr.



Затем породы были прогреты при каком-то метаморфическом событии непродолжительное время. Рост температуры привел к мобилизации Sr в незначительном масштабе (между

минералами одной породы), что отразилось на изотопной гомогенизации минералов в образце R2. Однако, мобилизация Sr не была достаточно высокой для гомогенизации изотопов в большом объеме породы.

● Рассчитанный возраст может представлять время, прошедшее с момента кристаллизации породы или время, прошедшее с какого-то метаморфического события.



После охлаждения Sr фиксируется, а $\frac{87\text{Sr}}{86\text{Sr}}$ отношение продолжает эволюционировать как в минералах, так и в породе. 1 500 млн. лет после кристаллизации отобранные образцы пород легли на изохсону, определившую возраст

кристаллизации породы (t_i). Другая изохсону была получена по образцу R2 и трем минералам из этой пробы и определила возраст метаморфического события, имевшего место 500 млн. лет назад (t_m).

Датирование осадочных пород с использованием изотопов Sr в морских карбонатах



Микроокаменелости из Тромса

Многие организмы, живущие в морской воде, имеют панцирь или другие твердые части, которые сложены CaCO_3 . Sr^{2+} и Ca^{2+} имеют одинаковый заряд и сходный ионный радиус, следовательно Sr^{2+} может легко замещать Ca^{2+} в структуре карбонатов. Rb^+ не входит в карбонаты. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в карбонатных панцирях живущих в море организмов сходно по величине с этим отношением в морской воде, в которой эти организмы живут. Когда организмы

погибают и накапливаются в донных осадках, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характеристика окружающей среды, в которой они жили до этого, сохраняется в формирующихся осадках. Поскольку панцири не содержат Rb , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение не изменяется во времени. Таким образом, морские карбонаты могут быть использованы для мониторинга изменений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в океанах во времени.

Sr изотопы в океане



Sr в морской воде имеет три принципиальных источника: 1) вода с коровыми характеристиками $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения, приносимая в море реками, 2) мантийная вода, которая привносится в море в результате действия гидротермальных систем срединно-океанических хребтов, 3) экстракция стронция из существовавших ранее богатых карбонатами пород. Сильные течения океанской воды являются важными для изотопной гомогенизации Sr в глобальном масштабе. Также важным для этого является высокая растворимость Sr в морской воде. Sr, привнесенный в море из различных источников, находится в воде достаточно длительное время, чтобы изотопно гомогенизироваться в глобальном масштабе. Менее растворимые элементы (например, Nd) длительное время накапливаются прежде чем произойдет их глобальная гомогенизация.

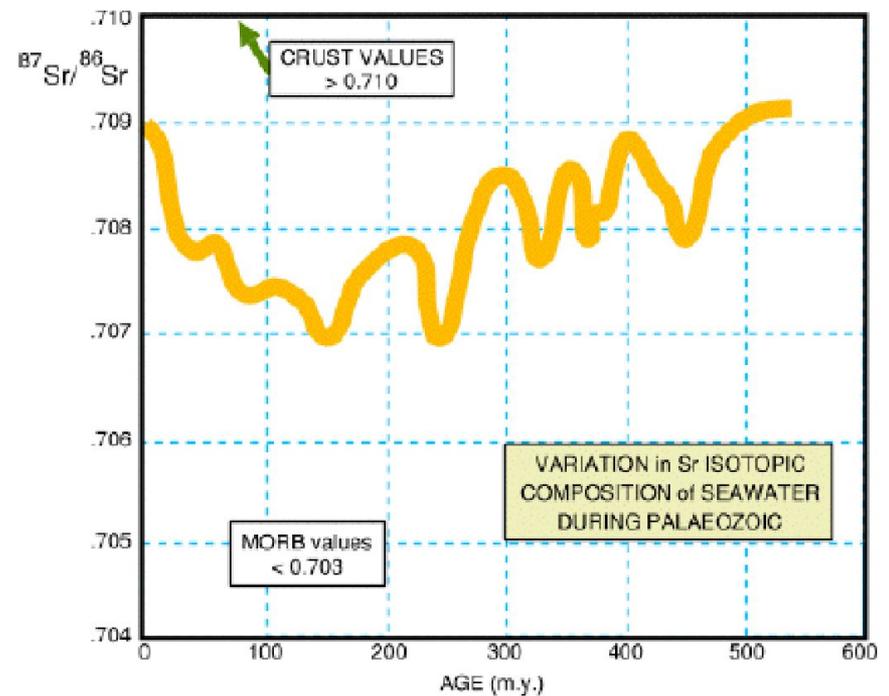
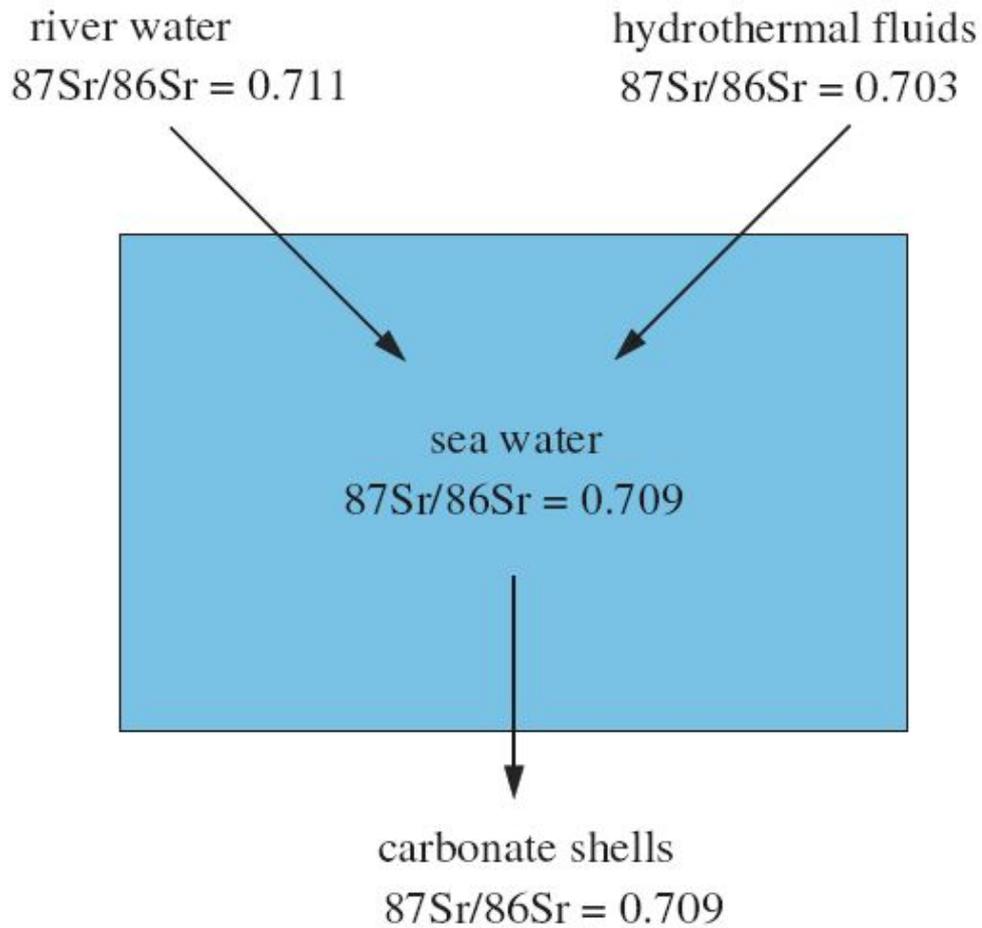
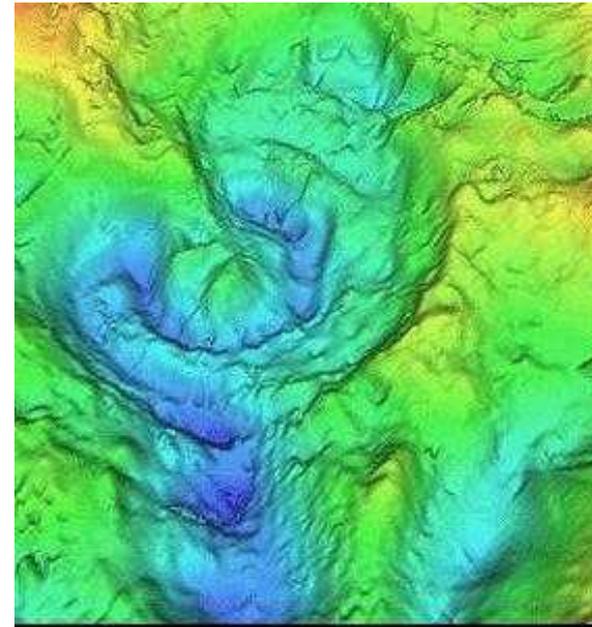


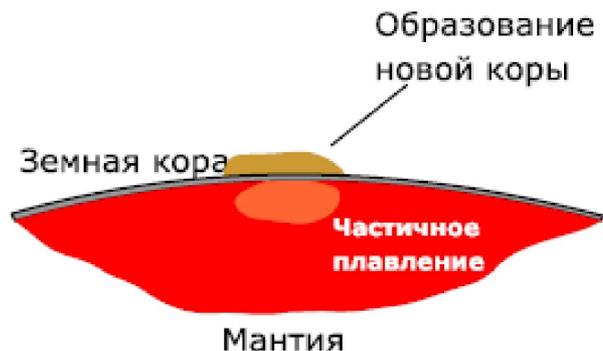
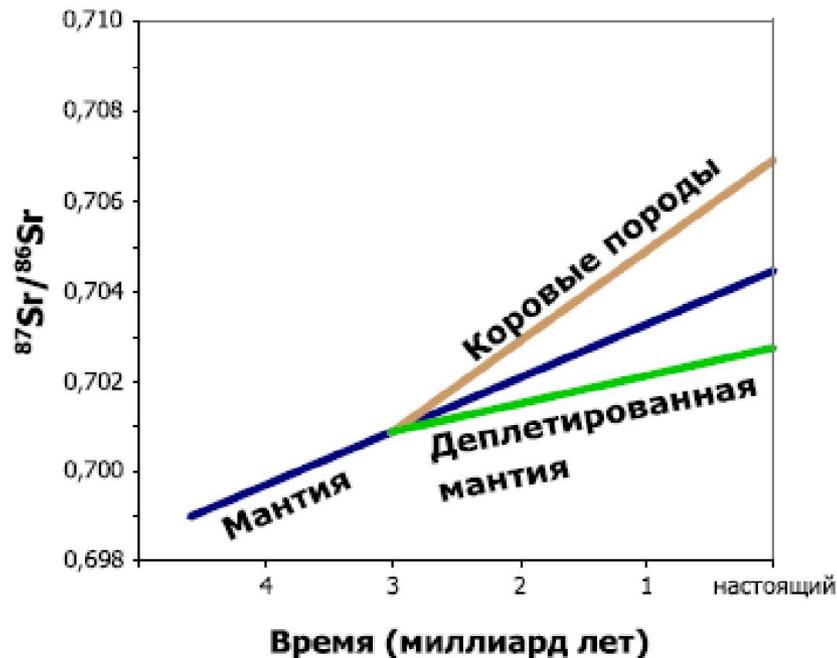


Диаграмма наверху показывает вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в океанической воде 210 млн. лет назад. Низкое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в воде, имевшее место около 155-165 млн. лет назад, показывает, что в океан в тот период было привнесено значительное количество Sr с мантийными характеристиками ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704$). Это значение сильно отличается от изотопного состава современной океанической воды ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709$), который отражает значительный привнос Sr с коровыми характеристиками (высокое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).



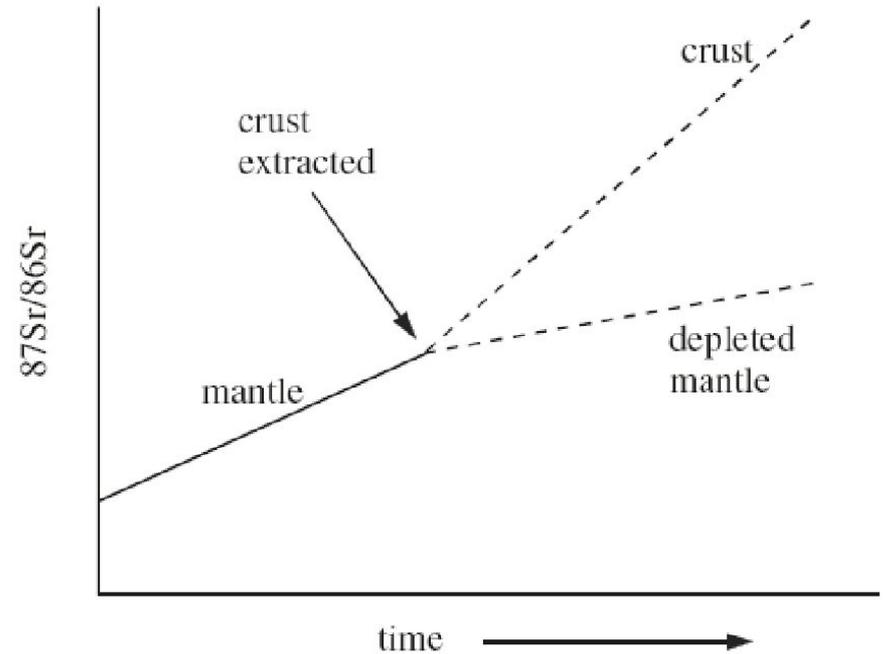
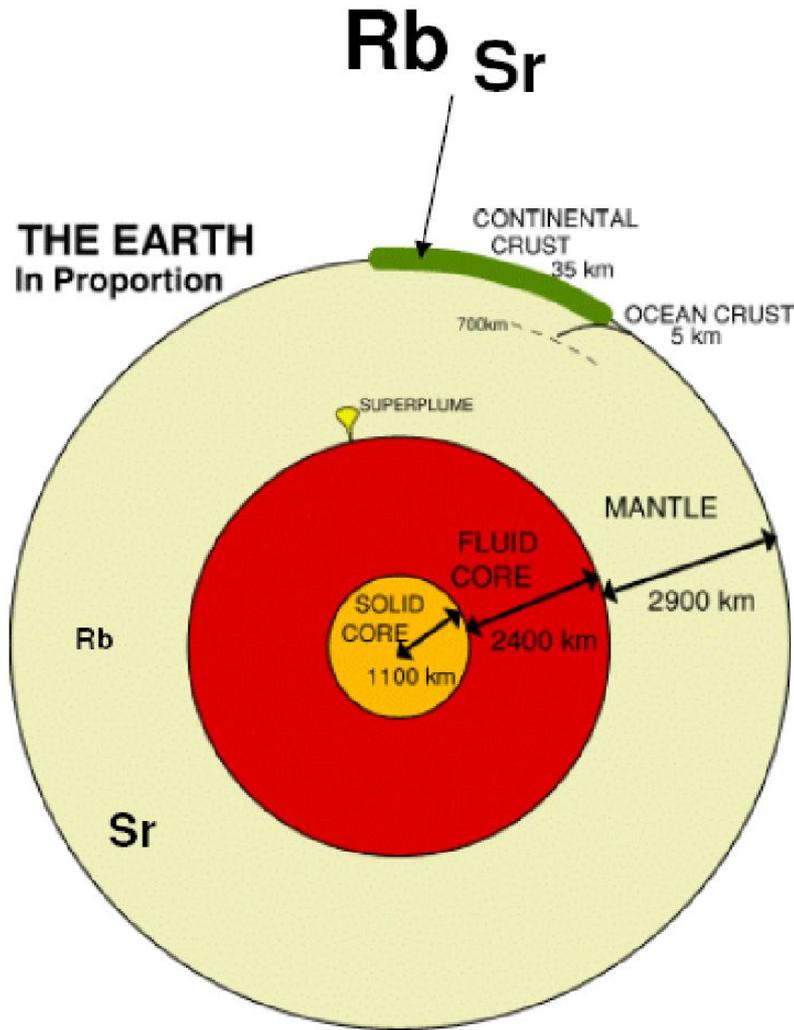
Chicxulub Crater (65 Ma)
Yucatan Peninsula, Mexico

Sr изотопы в мантии и в коре



В процессе частичного плавления мантии, Rb в большей степени уходит в расплав по сравнению со Sr. Таким образом, сразу же после его формирования, вновь образованная кора имеет более высокое Rb/Sr отношение, чем мантия, из которой она произошла. Соответственно, часть мантии, испытавшей частичное плавление (деплетированная мантия) имеет более низкое Rb/Sr отношение, чем недеплетированная (первичная) мантия. Из-за различий в их Rb/Sr отношениях, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение в коре, деплетированной и недеплетированной мантии изменяется различно. Коровые породы имеют, как правило, значительно более высокое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношение, чем мантийные породы. Компоненты земной коры, однако, имеют значительные вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений. Одной из причин этого является то, что различные компоненты земной коры были экстрагированы из мантии в разное время,

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the crust is higher than that of the mantle due to the preferential partitioning of Rb into the crust relative to Sr.

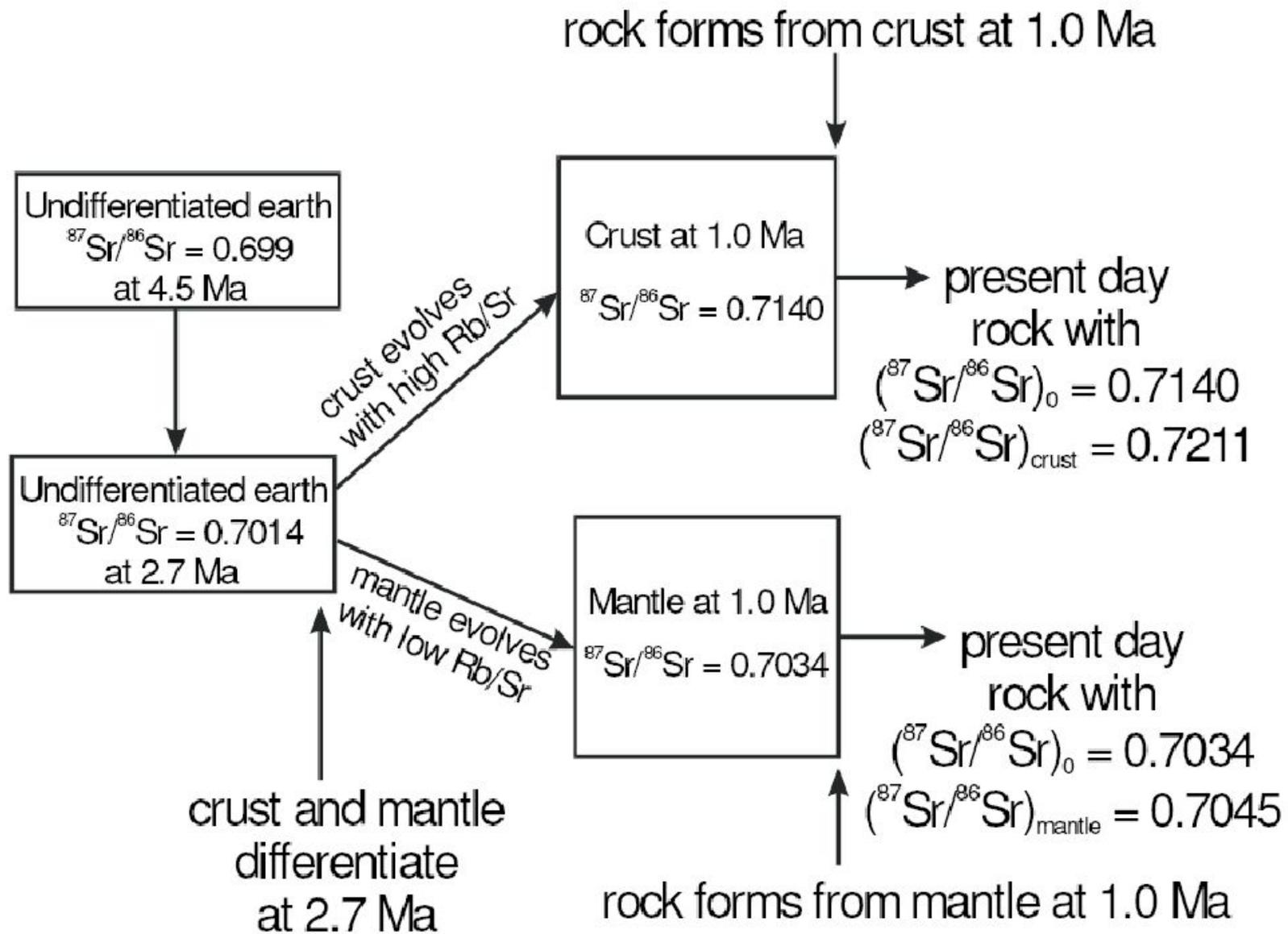


Continental crust: 32-78 ppm Rb, 260-333 ppm Sr
 Depleted Mantle: 0.6 ppm Rb, 19.9 ppm Sr

For mantle-derived rocks:
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \approx 0.700-0.706$

For crustal involvement:
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \approx 0.705-0.740$

Sr isotopes as tracer of rock origin



- Первичное отношение изотопов Sr имеет наиболее низкие значения **0.699** в метеоритном веществе; несколько повышаясь для пород, имеющих мантийное происхождение. Для океанических пород (MORB, OIB) это отношение еще выше **0.706-0.708**. Для типично коровых пород (S-гранитов) отношение достигает **0.715-0.720**.
- Высокие значения отношений для основных и ультраосновных пород – явления контаминации глубинного вещества коровым материалом.
- **Rb-Sr метод чаще всего используют для интрузивных пород кислого состава.**

- **Применение Rb-Sr метода ограничивается двумя факторами:**
- Большим периодом полураспада ^{87}Rb , который составляет 48.8×10^9 лет.
- Тем, что обычный стронций содержит около 7 % ^{87}Sr .
- Из-за такого большого периода полураспада ^{87}Rb в образцах, особенно молодых, накапливается очень малое количество $^{87}\text{Sr}_{\text{рад}}$. Эту малую добавку очень трудно измерить, если в пробе содержится большое количество обычного стронция.
- **ПОЭТОМУ ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ПРИГОДНЫ ТОЛЬКО ОБРАЗЦЫ С ВЫСОКИМИ ОТНОШЕНИЯМИ Rb/Sr, ПРИЧЕМ ЧЕМ БОЛЬШЕ ВОЗРАСТ, ТЕМ ЭТО ОТНОШЕНИЕ ДОЛЖНО БЫТЬ ВЫШЕ.**

Введение

Rb и Sr в периодической системе

Rb и Sr в таблице нуклидов

Радиоактивный распад и образование новых изотопов

Rb-Sr изохронная диаграмма

Датирование магматических пород

Датирование метаморфических пород

Sr в морских карбонатах

Выводы

Выводы

- Рубидий (Rb) легко замещает калий (K) в минералах. K-содержащие минералы, такие как мусковит, биотит, амфибол и калиевый полевой шпат, подходят для Rb-Sr метода определения возраста.

- Rb-Sr метод основан на радиоактивном распаде ^{87}Rb и превращении его в ^{87}Sr по механизму β^- -распада и может быть описан уравнением:



- Радиоактивный распад ^{87}Rb и образование ^{87}Sr во времени (нормированное на ^{86}Sr) может быть описано с помощью уравнения:

$$\text{Уравнение 1} \quad \frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}(e^{\lambda t} - 1)$$

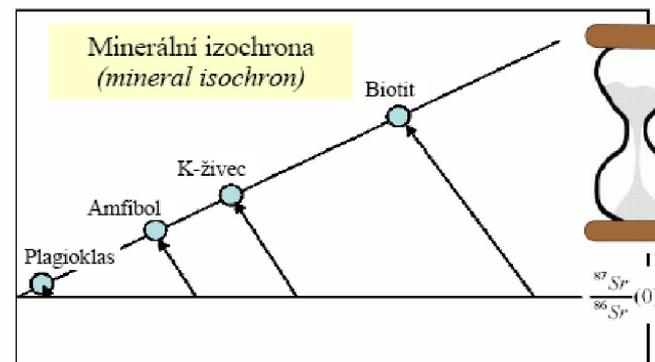
где t (время) является единственным неизвестным.

- Когда $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношения в какой-либо геологической системе (в минерале или в породе) известно, время, прошедшее с момента закрытия системы в отношении Rb и Sr может быть рассчитано по уравнению 1.

- Изохронная диаграмма с $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в качестве горизонтальной оси и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в качестве вертикальной оси является графическим выражением уравнения 1.

- Рассчитанный возраст может представлять время, прошедшее с момента кристаллизации породы или время, прошедшее с какого-то метаморфического события.

- Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатах может быть использовано для определения возраста отложения осадков.



Большое спасибо «Статойл» за спонсорскую поддержку создания этого раздела.

Sm-Nd метод

Sm и Nd в периодической системе

1																	2
H																	He
3	4											5	6	7	8	9	10
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
11	12											13	14	15	16	17	18
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
55	56	57	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86
Cs	Ba	La*	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
87	88	89**	104	105	106	107	108	109									
Fr	Ra	Ac	Rf	Db	Sg	Bh	Hs	Mt									

* 58 59 60 61 62 63 64 65 66 67 68 69 70 71
Ce Pr Nd Pm Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu

** 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 Lw

Самарий (Sm) и неодим (Nd) принадлежат к группе лантаноидов, которые также

называются редкоземельными элементами (или РЗЭ).

Уменьшение ионных радиусов

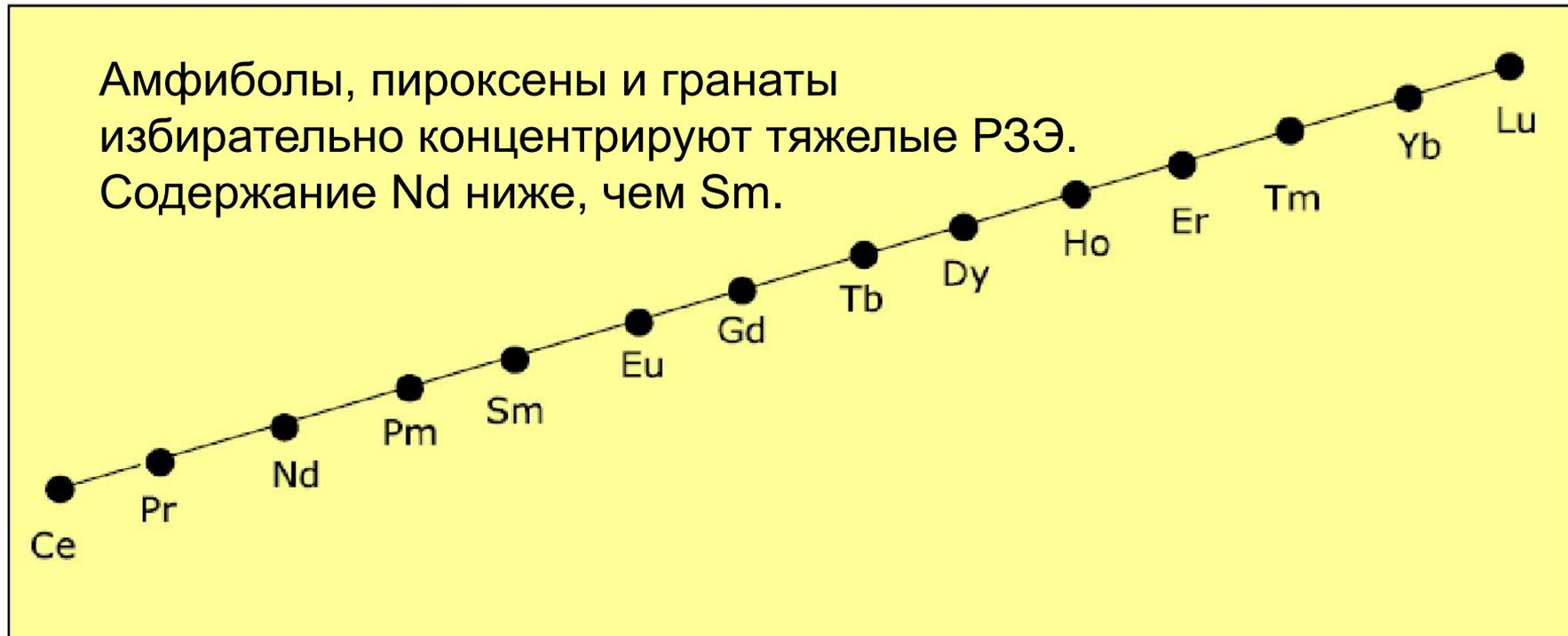


58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu

Ионный радиус =
1.14 Ангстрем

Ионный радиус
= 0.93 Ангстрем

Гипотетические концентрации
PЗЭ в гипотетическом минерале



Как Sm, так и Nd имеют по 7 изотопов, встречающихся в естественных условиях.

Количество протонов (Z)

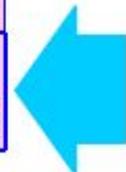
62	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154
	Sm										
61	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153
	Pm										
60	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152
	Nd										
	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92

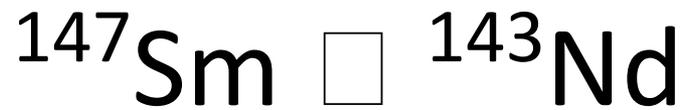
Количество нейтронов (N)

Количество протонов (Z)

62	3.1	145	146	15.0	11.2	13.8	7.4	151	26.7	153	22.8
		Sm	Sm					Sm		Sm	
61	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153
	Pm										
60	27.1	12.2	23.9	8.3	17.2	147	5.7	149	5.6	151	152
						Nd		Nd		Nd	Nd
	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92

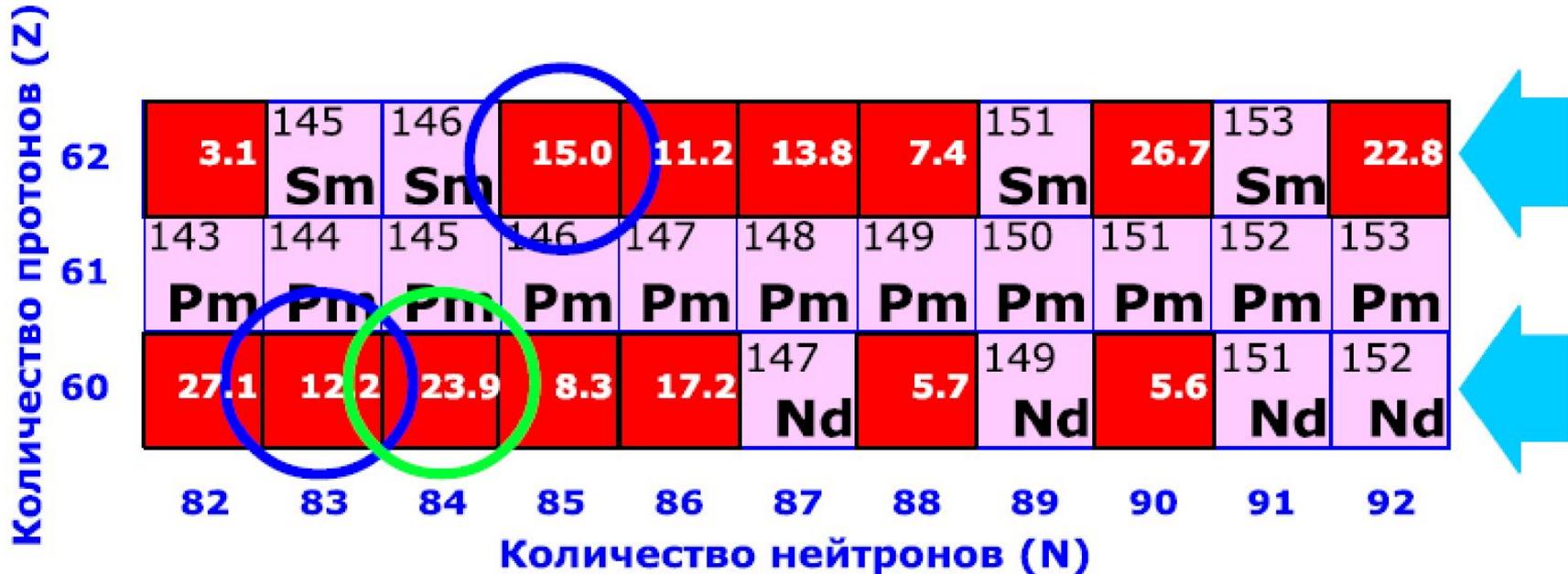
Количество нейтронов (N)





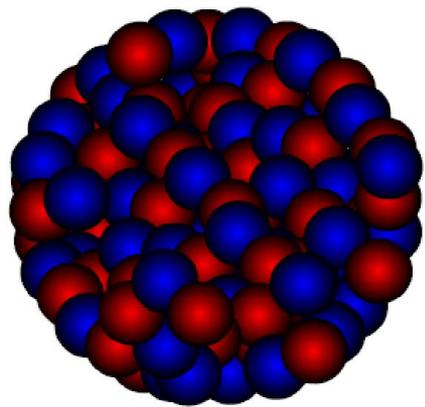
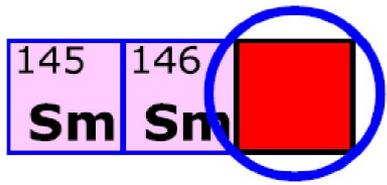
• $T_{1/2} = 106 \text{ Ga}$

$$\lambda = 6.54 \times 10^{-12}$$



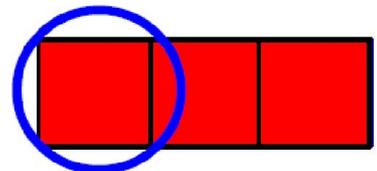
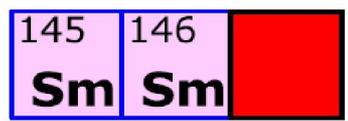
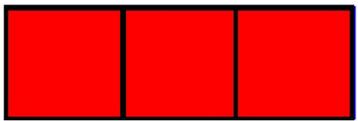
В минерале или горной породе, которая представляет собой закрытую систему в отношении Sm и Nd, количество атомов ^{147}Sm уменьшается с течением времени в результате радиоактивного распада, а количество атомов ^{143}Nd соответственно

увеличивается. Изотоп ^{144}Nd не является радиоактивным или радиогенным. Поэтому количество атомов ^{144}Nd не меняется с течением времени, что делает удобным его использование в качестве стандарта.

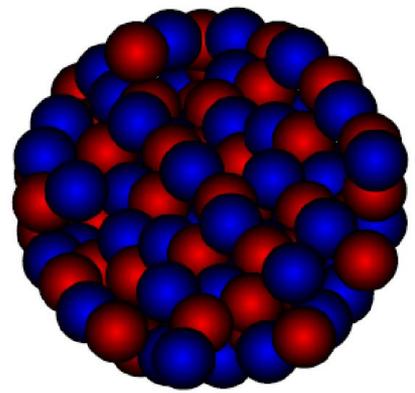
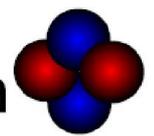


^{147}Sm

α -распад



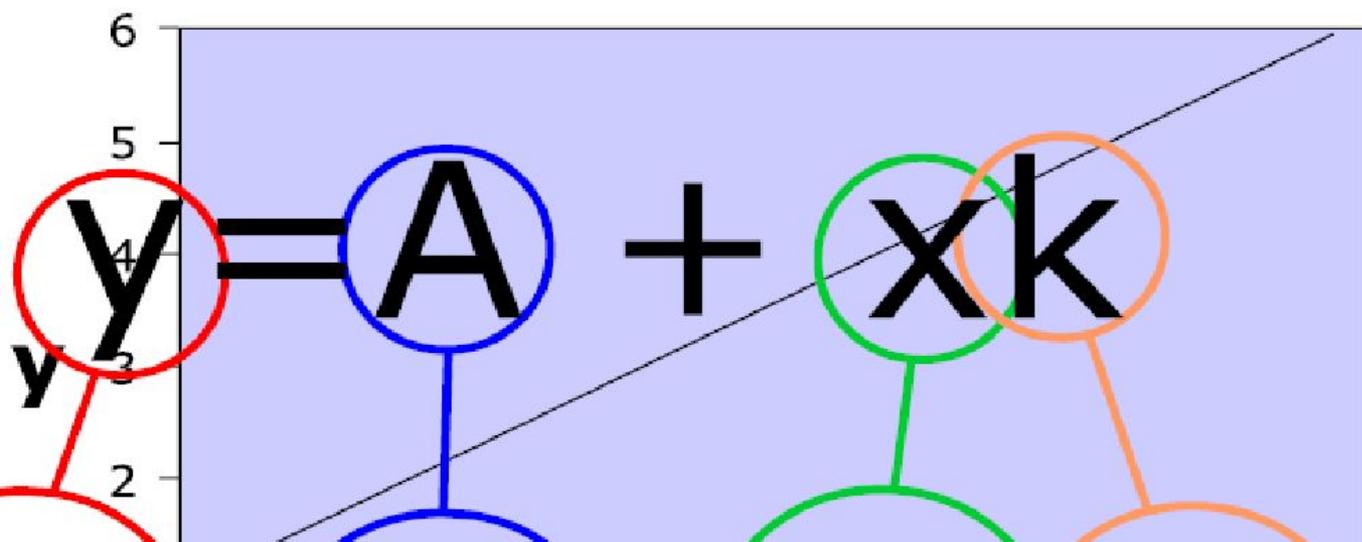
α -частица



^{143}Nd

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Изохронная диаграмма



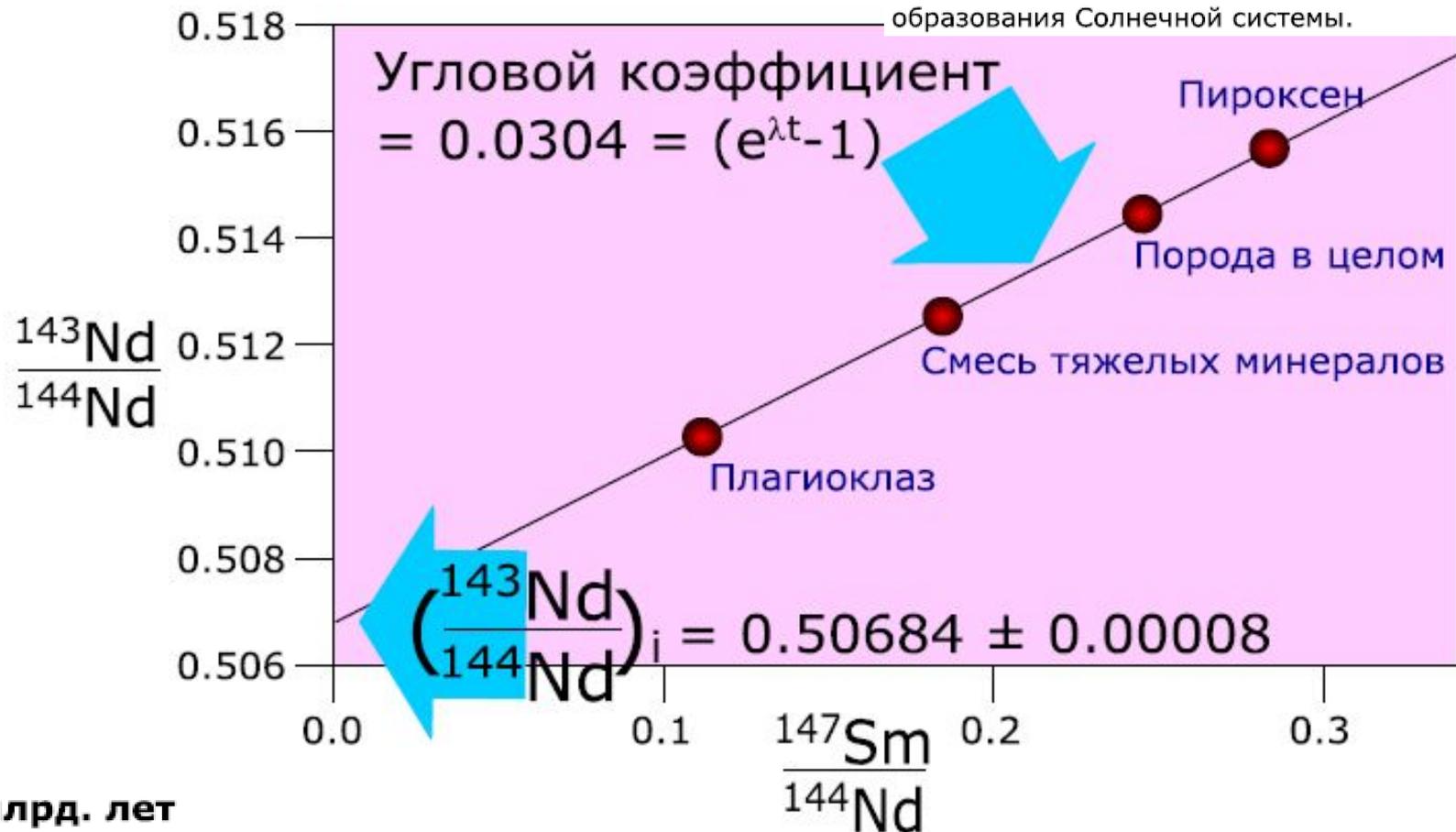
Eq. 1)

$$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

x

Возраст кристаллизации

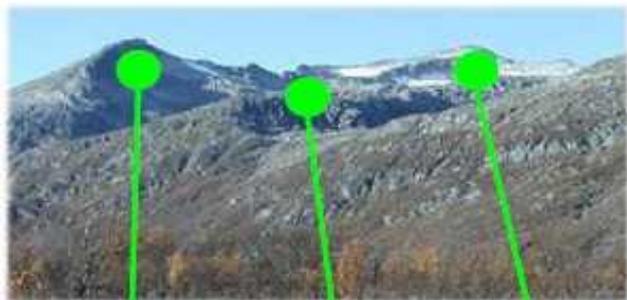
Метеорит Моама это один из многих метеоритов, который образовался примерно 4.58 млрд. лет назад. Предполагается, что этот возраст соответствует возрасту образования Солнечной системы.



Для примера рассмотрим реальные данные, полученные для метеорита Моама (Hamet et al. 1978). Четыре образца из метеорита были подготовлены для анализа на масс-спектрометре: 1) концентрат плагиоклаза, 2) концентрат тяжелых минералов, 3)

концентрат пироксена и 4) небольшой фрагмент самого метеорита (порода в целом). После выполнения анализов их результаты были нанесены на диаграмму, показанную сверху.

Возраст метаморфизма



R1



R2

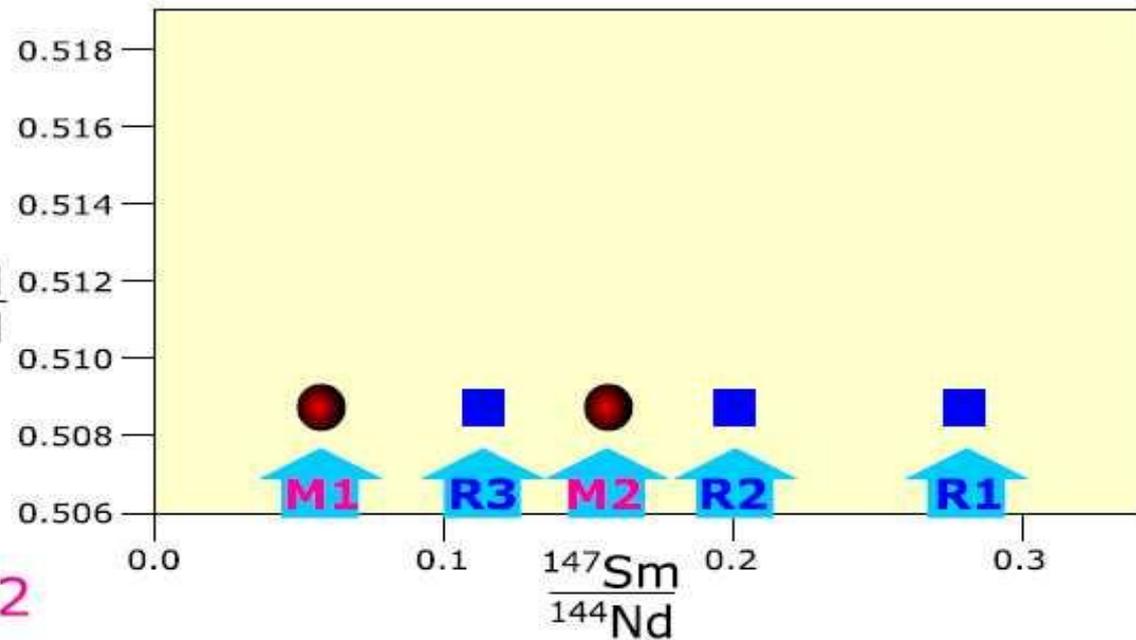


R3

M1

M2

$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$



Время = 0 (4.5 млрд. лет назад)

отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Однако, величина отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в разных минералах и в разных объемах породы не была одинаковой, поскольку некоторые минералы во время кристаллизации избирательно концентрируют тяжелые РЗЭ, и поэтому обогащаются Sm по сравнению с Nd, а другие концентрируют легкие РЗЭ, и поэтому обогащаются Nd по сравнению с Sm.

R1, R2 и R3 это три образца магматической горной породы, которая слагает горы на фото сверху. M1 и M2 это два минерала из образца R3. Представим себе, что эта порода образовалась 4.5 млрд. лет назад и рассмотрим момент ее образования. В магме, из которой образовалась порода, изотопы ^{143}Nd и ^{144}Nd были распределены равномерно. Поэтому сразу после кристаллизации магмы все минералы этой породы имели сходные

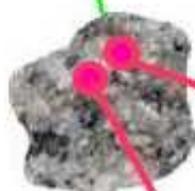
Возраст метаморфизма



R1



R2

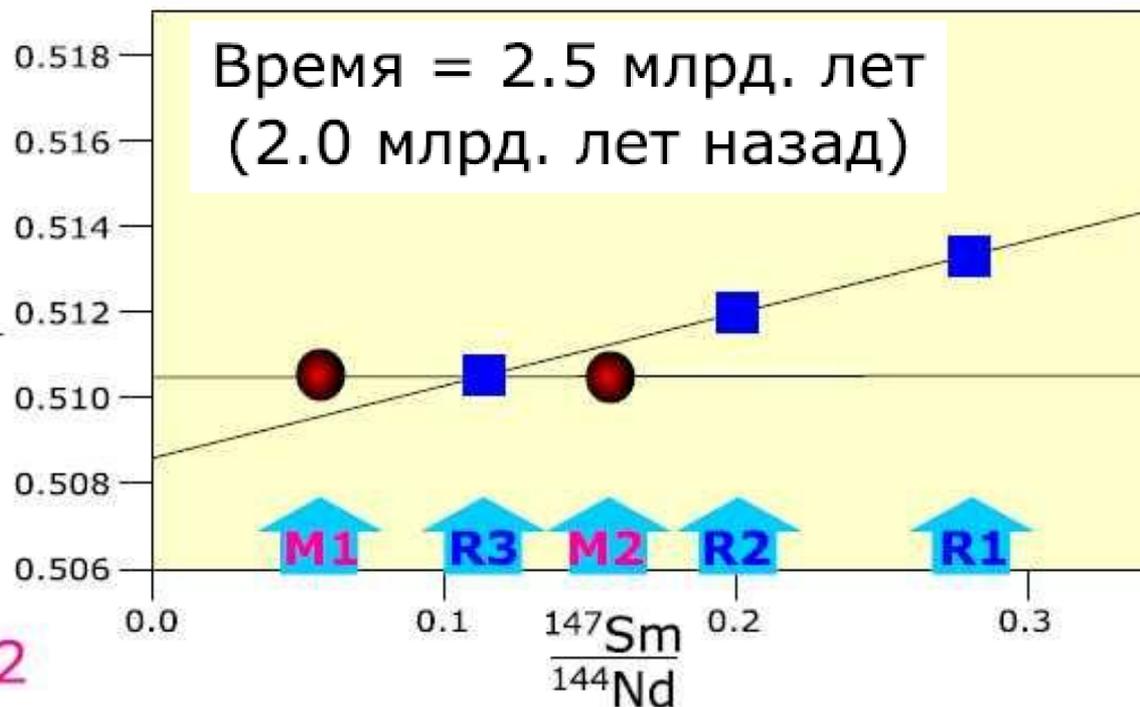


R3

M1

M2

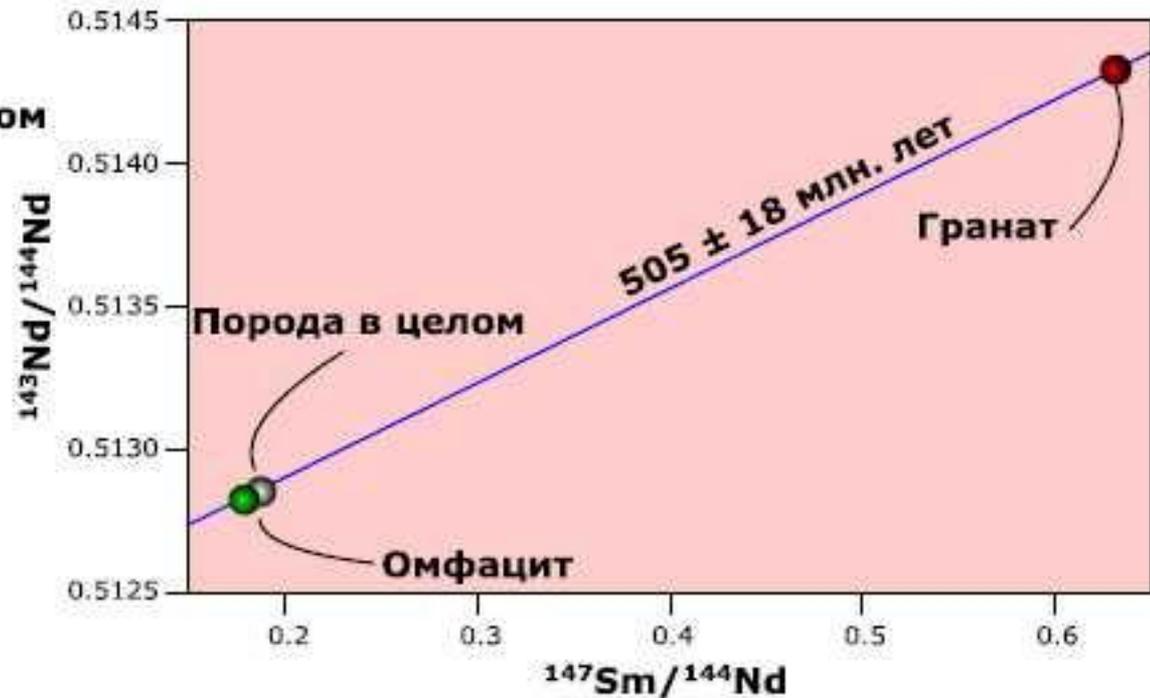
$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$



После понижения температуры Nd перестал быть мобильным и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношения в разных минералах стали опять увеличиваться с разной скоростью. Через 4.5 млрд. лет после кристаллизации горной породы различные образцы породы лежат на

изохроне соответствующей возрасту кристаллизации породы. Однако, образец R3 и два минерала из этого образца M1 и M2 лежат на другой изохроне, соответствующей возрасту метаморфического события.

Метаморфизм высокого давления в Скандинавских Каледонидах

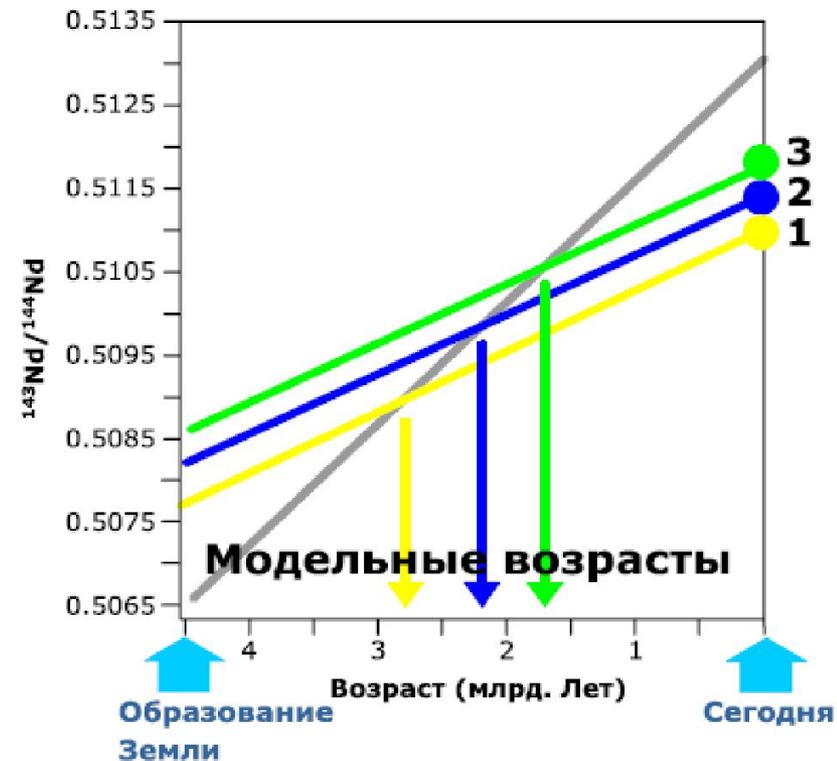


Датированный эклогит, вероятно, образовался в зоне субдукции во время закрытия океана Япетус. Это событие является ранней стадией Каледонской орогении. На более поздней стадии эклогит-

содержащие толщи были надвинуты в составе крупного покрова на докембрийское основание и заняли свое сегодняшнее положение.

Сразу после образования новой коры отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в ней было такое же как в мантии (около 0.5090). Однако, в процессе частичного плавления расплав избирательно обогащается Nd по сравнению с

Sm. Поэтому новообразованная кора имела более низкое отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, чем мантия. Благодаря этому, последующий рост отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в коровых породах происходил медленнее, чем в мантии.



Если известны значения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в породе в настоящее время (present), то значение отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в ней в любой другой момент времени (t) может быть вычислен с помощью уравнения:

$$\left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_t = \left(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{present}} - \left(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\right)_{\text{present}} (e^{\lambda t} - 1)$$

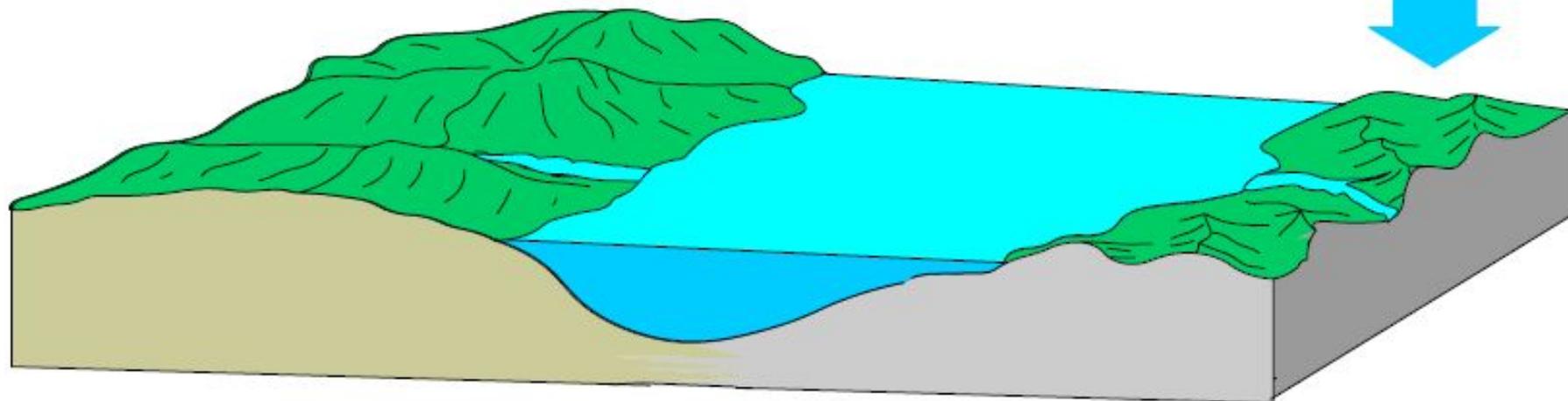
как показано на диаграмме сверху.

Возраст источника вещества осадочных пород

**Модельный возраст
пород = 1000 млн. лет**

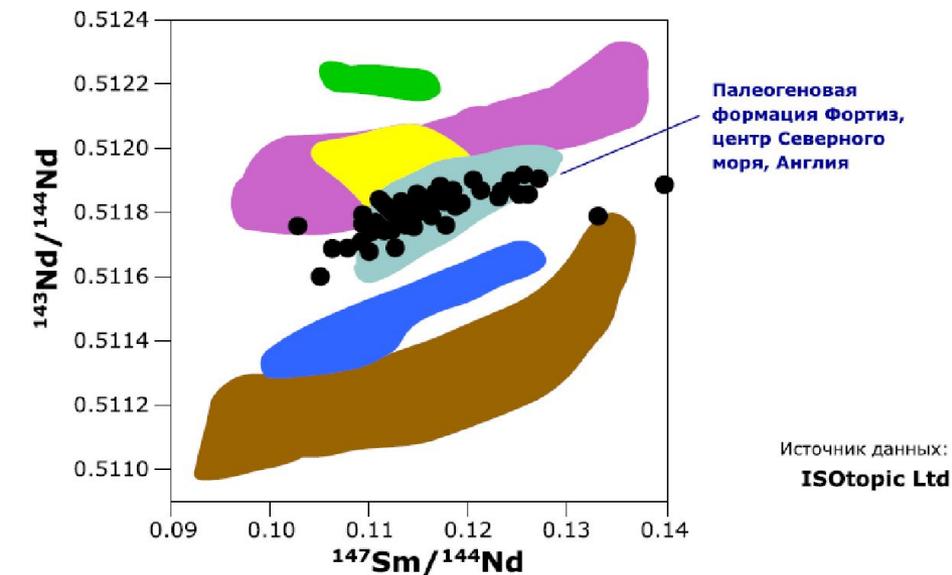
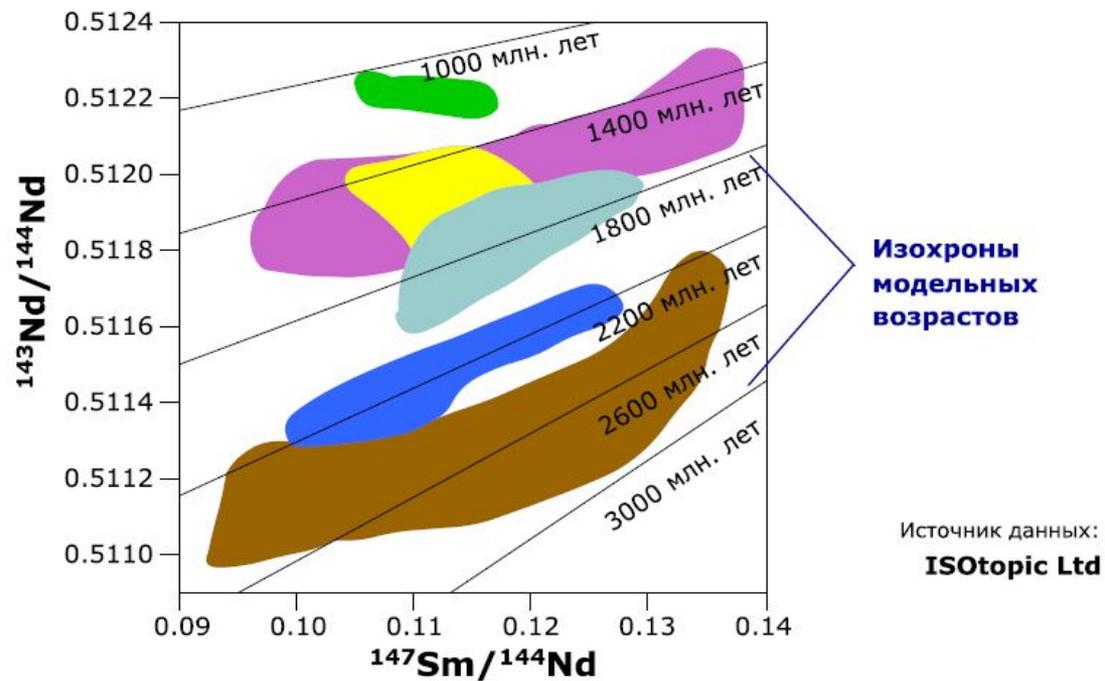
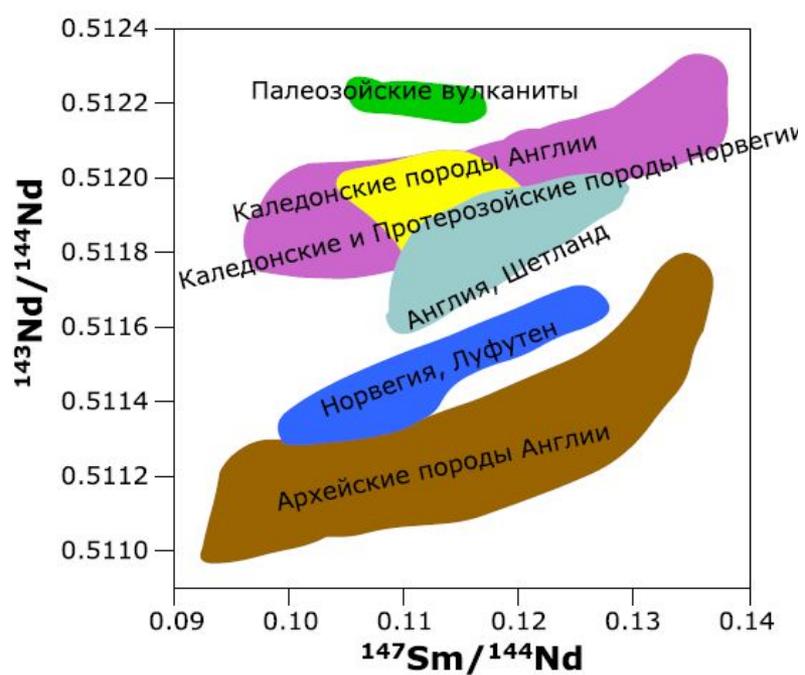


**Модельный
возраст пород =
2500 млн. лет**



Растворимость Sm и Nd в воде чрезвычайно низка. Поэтому осадки сохраняют Sm-Nd изотопный состав тех пород, при эрозии которых они образовались. Таким образом, Sm-Nd изотопный состав осадочной породы

позволяет оценить средний возраст источника вещества, из которого она образовалась. Этот возраст называется возрастом источника вещества осадочной породы.



● Sm-Nd изотопный состав осадочных пород может использоваться для оценки возраста их источника

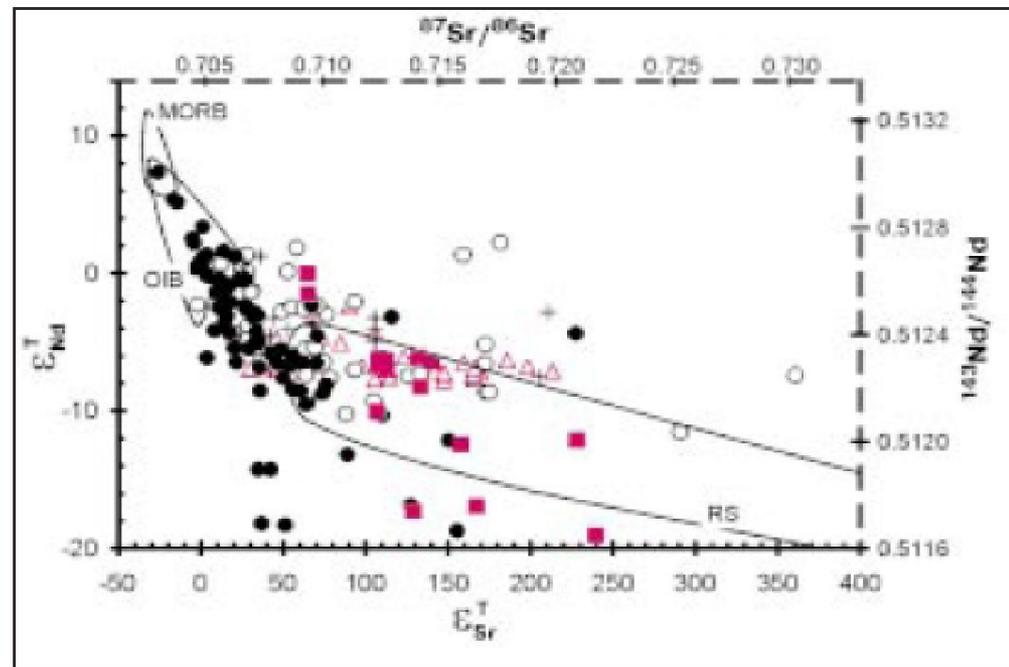
Изотопные отношения на рисунке представлены в виде единиц ϵ (эпсилон), которыми обозначают десятитысячные доли отклонения данного изотопного отношения от величины, средней для Земли:

$$\epsilon_{Nd}^T = 10^4 \times \left(\frac{(^{143}Nd/^{144}Nd)^T_s}{(^{143}Nd/^{144}Nd)^T_{BE}} - 1 \right)$$

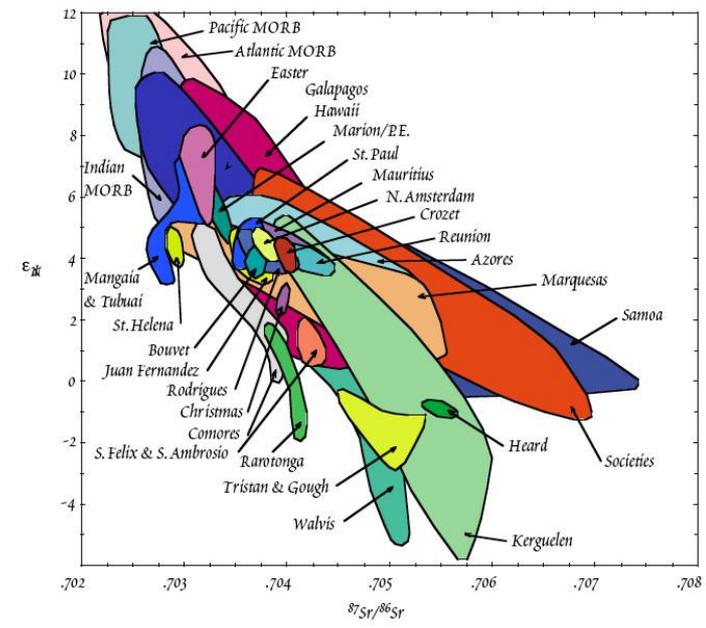
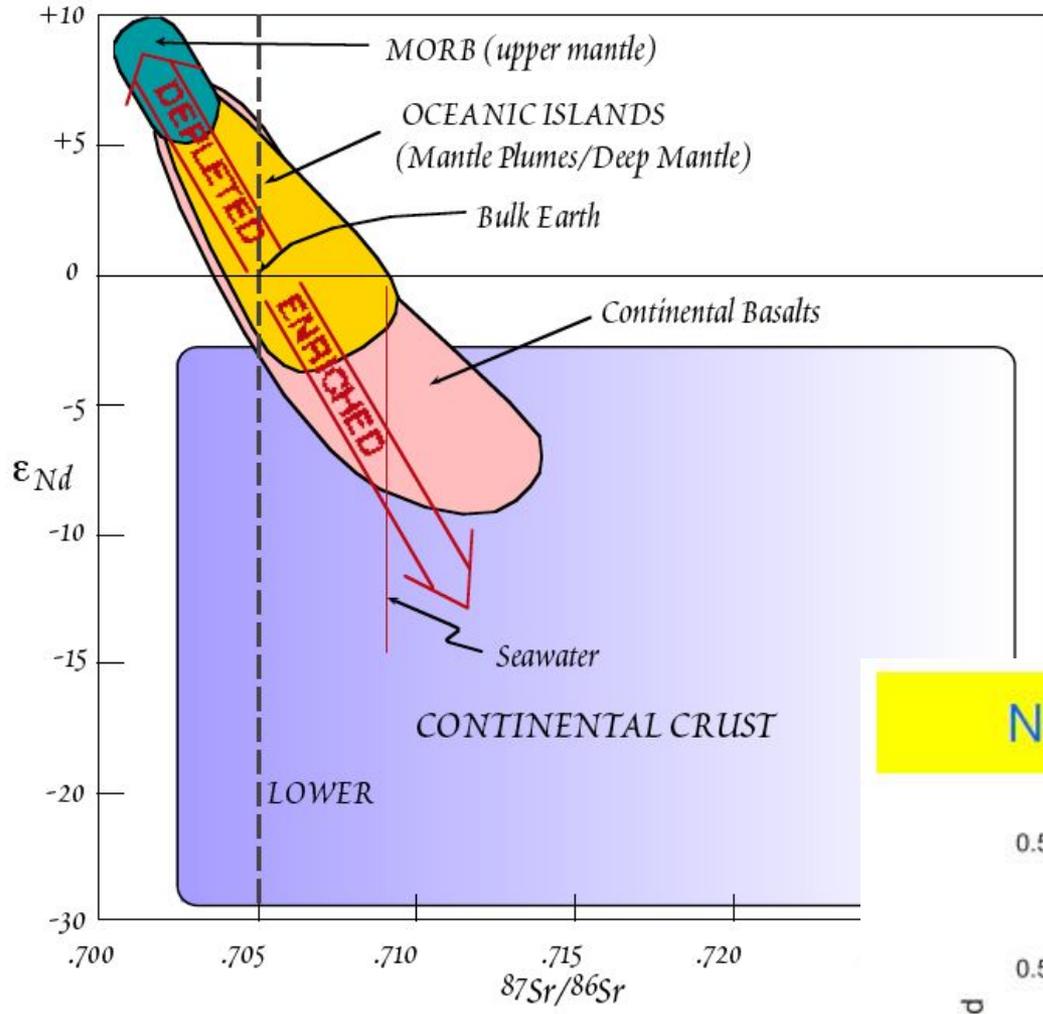
и

$$\epsilon_{Sr}^T = 10^4 \times \left(\frac{(^{87}Sr/^{86}Sr)^T_s}{(^{87}Sr/^{86}Sr)^T_{BE}} - 1 \right)$$

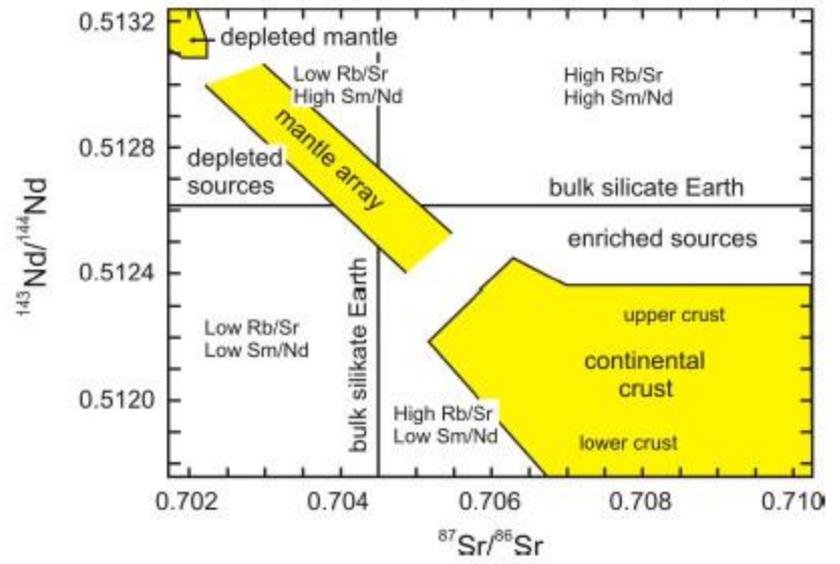
Противоположное изменение Rb/Sr (возрастает к кислым г.п.) и Sm/Nd (к основным) в ходе формирования земной коры.



- | | | | |
|--------------------------|--|--------------------|--|
| Редкометалльные граниты: | | Безрудные граниты: | |
| △ High-P | | ● I-тип | |
| ○ Low-P | | ■ S-тип | |
| | | + Грейзены | |



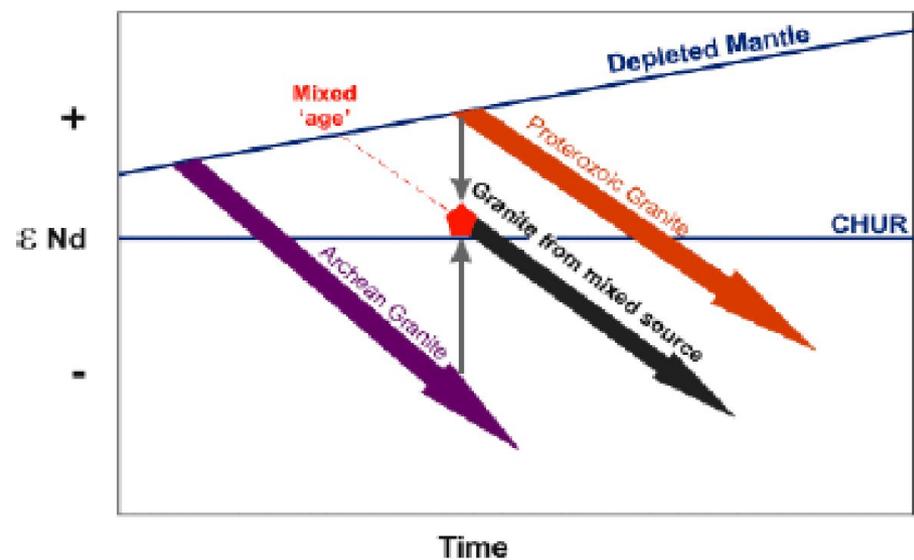
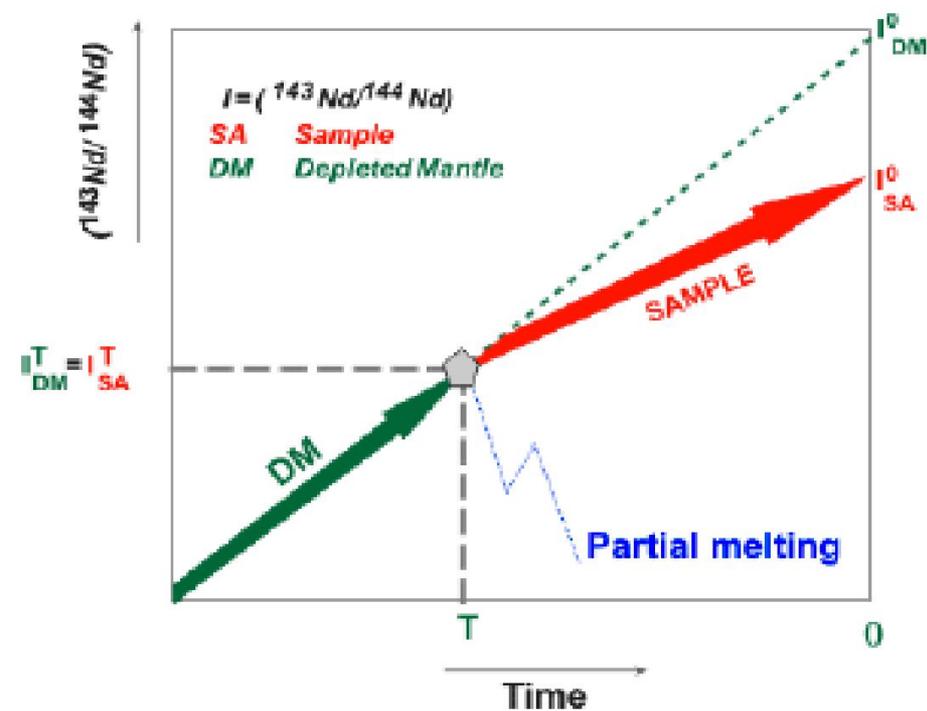
Nd-Sr isotope correlation diagram



- Изотопная эволюция Nd на Земле аппроксимируется моделью, называемой CHUR (chondritic uniform reservoir – однородный хондритовый резервуар).
- Модель предполагает, что земной Nd эволюционировал в однородном резервуаре протопланетного вещества. CHUR – это общий резервуар, порождающий магмы путем частичного плавления – имеющие более низкие отношения Sm/Nd и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по сравнению с CHUR. Ресститы, остающиеся после селективной выплавки, имеют более высокие отношения.

- $\epsilon \text{ Nd}$ – отклонения первичных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в магматических и метаморфических породах от соответствующих отношений в CHUR.
- Положительные значения $\epsilon \text{ Nd}$ – породы произошли из остаточных твердых фаз резервуара после удаления из него магмы в некоторый более ранний момент времени.
- Отрицательные значения $\epsilon \text{ Nd}$ – породы образовались при переработке и ассимиляции древних коровых пород.
- $T(\text{DM})$ - предполагаемое время отделения вещества пород (протолита) от обедненной деплетированной мантии по измеренному изотопному составу современного и первичного неодима. Задают нижний возрастной предел для исследованных пород. Нельзя использовать в качестве оценки реального возраста пород.

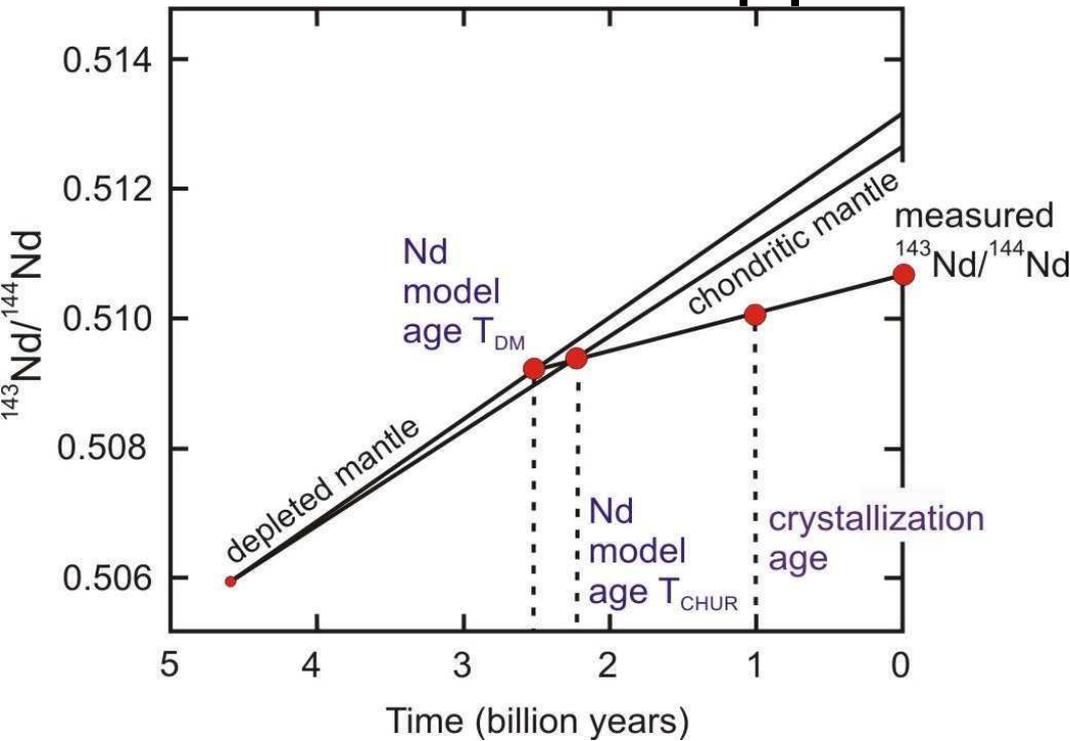
$$\epsilon_{Nd,CHUR} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{sample}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{CHUR}} - 1 \right] \times 10^4$$



Модельный возраст

- **T(DM)** - предполагаемое время отделения вещества пород (протолита) от обедненной деплетированной мантии по измеренному изотопному составу современного и первичного неодима. Задает нижний возрастной предел для исследованных пород. Нельзя использовать в качестве оценки реального возраста пород.

Sm-Nd модельные возраста



$$\tau_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{sam} - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{DM}}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{sam} - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{DM}} + 1 \right)$$

$$\tau_{CHUR} = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{sam} - {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}_{CHUR}}{{}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{sam} - {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}_{CHUR}} + 1 \right)$$

Рассчитывается относительно CHUR или DM – время в прошлом, когда протолит образца был отделен от мантийного резервуара (т.е. имел тоже $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ как и CHUR или DM).

Отличия Sm-Nd и Rb-Sr метода

- Схожесть геохимических свойств Sm и Nd, в результате чего Sm/Nd отношение в породах и минералах варьирует слабо. Большой период полураспада Sm – поэтому метод в основном используется для древних пород.
- Sm-Nd метод используется главным образом для датирования основных пород