



Курс лекций

ОБЩАЯ ГЕОХИМИЯ

Лекция № 3

Изотопы и их использование при
решении геологических проблем

Определение изотопа

Разновидности одного и того же элемента, различающиеся количеством нейтронов в ядре называются изотопами. Обладая одинаковым количеством протонов и разным количеством нейтронов, они различаются их атомными массами (массовыми числами).



Таблица Менделеева содержит 103 естественных химических элемента, образующих **340** изотопов. Из них **273** являются **стабильными**, а остальные **нестабильными** (радиоактивными).

Стабильные изотопы образовавшиеся в результате распада радиоактивных называются радиогенными.

[Радиоактивные изотопы]

Ядра неустойчивых атомов претерпевают **самопроизвольные превращения**, сопровождающиеся **эмиссией частиц** или **излучением энергии**. Эти процессы лежат в основе явления, которое называется **радиоактивностью**.

Радиоактивный распад **вызывает изменение числа протонов и нейтронов материнского атома и приводит к превращению атома одного элемента в атом другого элемента (Дочерний атом)**.

Дочерний атом может и сам быть радиоактивным и в свою очередь будет распадаться, образуя изотоп еще одного элемента. **Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока, наконец, не образуется стабильный атом.**

Радиоактивный распад сопровождается эмиссией излучения трех различных типов, которым дали название **альфа, бета и гамма**.

Схема распада ^{238}U



Виды распада

β -распад.

Выделение электрона. Образование протона за счет нейтрона с выделением электрона и энергии $u\bar{e}$ по схеме:



В результате возникает новый *стабильный* изотоп элемента (с тем же массовым числом), занимающий в таблице Менделеева следующую за радиоактивным изотопом клетку *вправо*.

Электронный захват заключается в **поглощении орбитального электрона протоном** ядра, который превращается в нейтрон, в результате чего рождается новый дочерний стабильный изотоп элемента, расположенного на одну клетку *влево* от материнского радиоактивного.

α -распад.

Этому виду распада подвергаются элементы двух последних рядов таблицы Менделеева с $Z > 83$. Ядро материнского изотопа выбрасывает α -частицу (ядро гелия ${}^4\text{He}$), т.е. теряет два протона и два нейтрона, и образуется новый стабильный дочерний изотоп элемента, расположенный от материнского на *две клетки влево*.

[Уравнение распада]

Все виды радиоактивного распада описываются одним и тем же уравнением согласно которому, **количество распавшихся атомов радиоактивного элемента за единицу времени пропорционально первоначальному числу его атомов.**

$$N_0 = N_t e^{\lambda t}$$

где N_0 – первоначальное число атомов радиоактивного элемента, N_t – число атомов этого же элемента по истечении времени t ; λ – постоянная радиоактивного распада; e – основание натуральных логарифмов.

Уравнение позволяет описывать поведение изотопов в геологических системах и использовать полученные результаты для решения практических задач.

[Определение возраста]

Основой всех методов исследований с использованием радиоактивного изотопа является то, что в результате его распада образуется *стабильный, радиогенный* изотоп, который постепенно накапливается в горной породе или минерале.

Накапливается этот изотоп закономерно, его концентрации в системе зависят от времени прошедшем с образования породы, **величины постоянной радиоактивного распада, первичной концентрации**. Этот процесс описывается уравнением распада.

Концентрации этого изотопа **могут быть измерены** с помощью аналитических приборов (масспектрометров) и использованы для:

- 1) Расчета возраста пород;
- 2) Расчета инициальных концентраций радиоактивных и радиогенных элементов;
- 3) Расчета концентраций радиоактивных и радиогенных элементов на любой момент времени эволюции любой геологической системы.

Изотопные возраста

Изотопный возраст горной породы или минерала можно получить при решении уравнения распада относительно t . Для этого обычно используется уравнение в которое подставлены соотношения между материнскими и дочерними изотопами. Это уравнение имеет вид

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1)$$
$$t = \ln((D - D_0)/N + 1)/\lambda$$

D — количество дочернего изотопа, D_0 - количество дочернего изотопа в начальный момент времени, N — количество материнского изотопа.

Значения D и N можно непосредственно измерить, в то время как значение D_0 либо выбирается исходя из общих соображений, либо рассчитывается.

Требования к объекту исследований

1. Порода или минерал не должен терять ни материнский, ни дочерний изотопы, т.е. **отношение D/N должно меняться только за счет радиоактивного распада**. Другими словами, образец породы или минерала должен быть закрытой системой относительно родительского и дочернего изотопов.
2. **Величине D_0 необходимо приписывать реальные значения**. Это обычно возможно, особенно когда D намного больше D_0 .
3. **Значение постоянной распада λ должно быть точно известно**.
4. **Измерение D и N должно производиться с достаточной точностью**, и полученные значения должны быть представительными по отношению к датируемой породе или минералу.

[Датировка и возраст]

Когда эти четыре условия удовлетворены, решив уравнение, мы произведем тем самым датирование породы или минерала. Полученное значение t будет представлять собой **изотопный возраст** породы или минерала.

Следует различать понятие датировка и изотопный возраст. Решая уравнение, мы всегда получаем датировку. Однако полученное таким образом значение t будет представлять изотопный возраст породы или минерала только в том случае, когда удовлетворяются все четыре приведенные выше условия и когда полученную величину можно связать со значительным геологическим событием в истории этой породы или минерала.

[Rb/Sr метод датирования]

Основан на радиоактивном распаде изотопа ^{87}Rb с испусканием отрицательной β - частицы (образования протона из нейтрона с выделением электрона) и превращении его в радиогенный ^{87}Sr .

Природный рубидий состоит из двух изотопов: стабильного ^{85}Rb (27,85%) и радиоактивного ^{87}Rb (72,15%).

Стронций состоит из четырех стабильных изотопов: ^{84}Sr (0,56%), ^{86}Sr (9,86%), ^{87}Sr (7,02%) и ^{88}Sr (82,56%). Из них, ^{87}Sr является радиогенным, возникающим за счет распада ^{87}Rb .

Постоянная радиоактивного распада λ $^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{лет}^{-1}$.

[Геохимия Rb и Sr]

Rb-щелочной металл, мобилен, легко мигрирует в геологических системах. Имеет близкий размер ионного радиуса с **K**, что позволяет **Rb** замещать **K** во всех калийсодержащих минералах. Он содержится в легко определяемых количествах в обычных калийсодержащих минералах, таких, как слюды (**мусковит, биотит, флогопит и лепидолит**), **K-полевои шпат**.

Sr - член группы щелочноземельных элементов. Его ионный радиус близок к радиусу кальция, который он может замещать во многих минералах. **Sr** также является рассеянным элементом и входит в состав кальцийсодержащих минералов, таких, как **плагиоклаз, апатит и карбонаты кальция**.

Определение возраста

Накопление радиогенного ^{87}Sr в богатом рубидием минерале может быть описано уравнением:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1)$$

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – радиогенный стронций в образце.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ – радиогенный стронций находившийся в образце до закрытия минерала.

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – концентрация радиоактивного ^{87}Rb в образце.

Возраст может быть рассчитан по формуле:

$$T = \ln((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i) / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} - 1)) / \lambda$$

$$\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$$

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ могут быть измерены.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ – оценивается.

Ограничения в использовании метода

Главным недостатком метода является высокая мобильность **Rb** и **Sr** в геологических процессах. Это способствует интенсивной миграции этих элементов при процессах эндогенного и экзогенного преобразования концентрирующих их минералов.

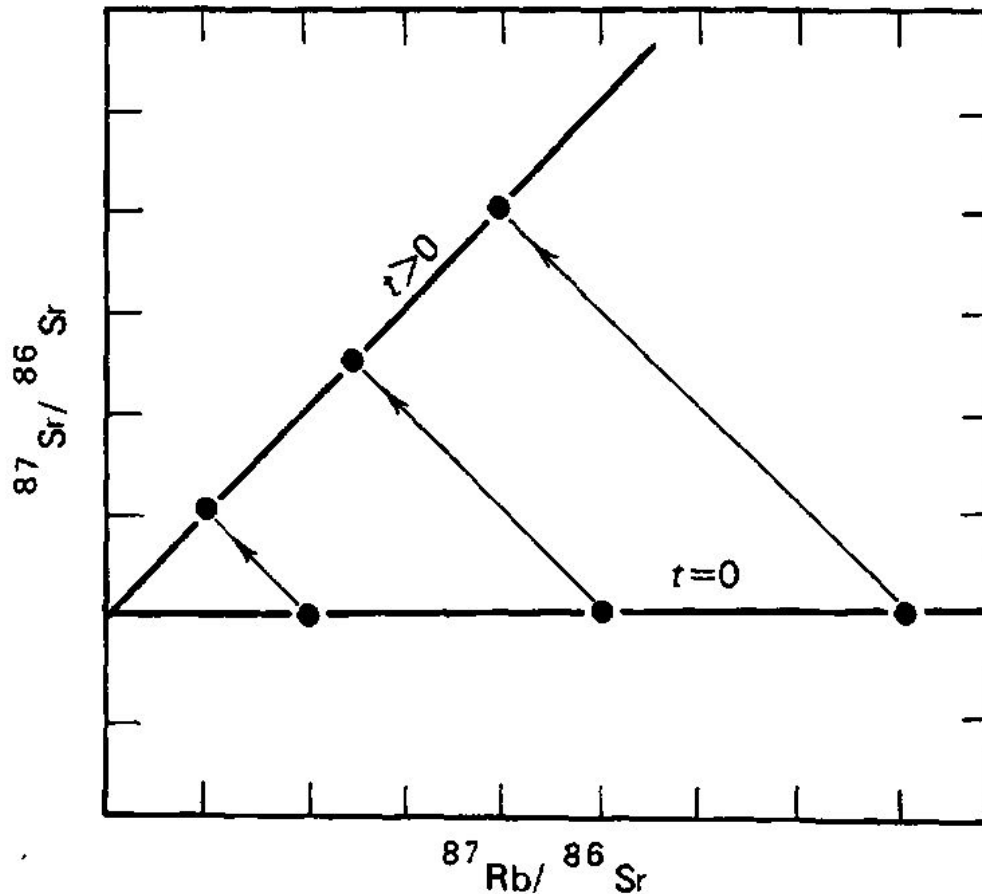
Это приводит к потере радиоактивного **Rb** и радиогенного **Sr** и, как следствие, искажению возраста пород.

Для определения возраста горных пород должны браться только идеально «свежие» образцы.

Для метаморфических пород метод дает датировку последнего метаморфизма а не возраст породы.

При датировании осадочных пород должны браться только аутигенные минералы содержащие калий.

Изохронная модель



Используется для датирования серий образцов и минералов образовавшихся из одного изотопно **гомогенного** источника.

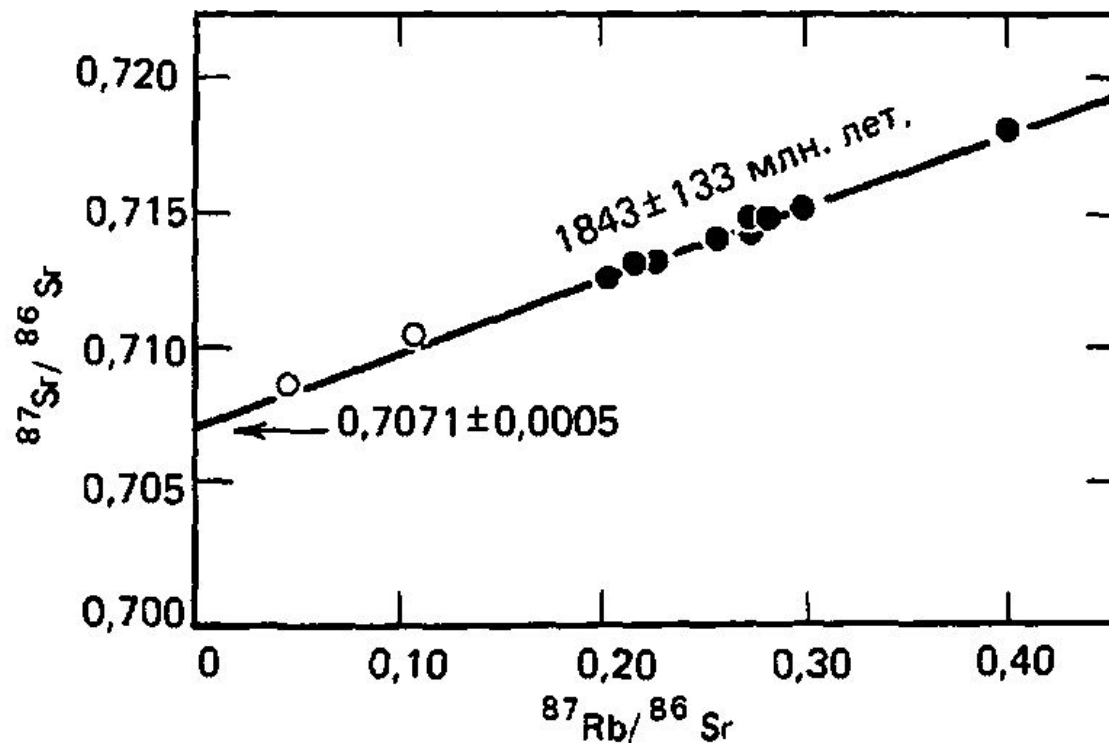
При этих условиях уравнение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1)$ может быть представлена в виде уравнения прямой линии,

$$y = b + mx$$

имеющее в качестве параметров наклон (m) и точку пересечения с осью ординат (b).

Линия называется «изохроной», так как все точки на ней отвечают системам, имеющим один и тот же возраст t и одно и то же первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Пример построения изохроны



Наклон m изохроны связан с возрастом комагматических пород соотношением:

$$m = e^{\lambda t} - 1$$

$$T = \ln(m+1)/\lambda$$

Значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ дается точкой пересечения прямой с осью y :

$$b = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$$

Ограничения модели и порядок расчета

Серия комагматических пород с возрастом t будет давать изохрону только в том случае, если каждый член этой серии имел одно и то же первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и если породы после кристаллизации оставались замкнутыми системами по отношению к Rb и Sr.

Для датирования комагматических пород изохронным методом по породам в целом следует взять серию образцов пород, которая охватывает насколько возможно больший интервал Rb/Sr-отношений для того, чтобы надежно определить наклон изохроны. Данные наносятся на график в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Затем через точки, с помощью методов математической статистики проводится прямая линия и определяются наклон изохроны и точка ее пересечения с осью ординат. Возраст серии пород определяют по величине наклона с помощью уравнения.

Полученное значение дает время, прошедшее с тех пор, когда все породы серии имели одинаковое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое обычно относят ко времени образования породы.

Геохимия Sm и Nd

Nd и **Sm** являются редкоземельными элементами (лантаноидами). Главными концентраторами редкоземельных элементов являются акцессорные минералы такие как **апатит, циркон, ортит**.

Могут входить в состав обычных породообразующих минералов, в которых они замещают ионы главных элементов (**полевые шпаты, пироксены, амфибол, гранат**).

Nd и **Sm** входят в группу легких РЗЭ и довольно близки по геохимическим свойствам. Они оба накапливаются при дифференциации в магматическом процессе, однако при этом отмечается фракционирование **Sm** относительно **Nd** (уменьшается отношение **Sm/Nd** накапливается **Nd**).

Nd и **Sm** менее подвижны в природных процессах чем **Rb** и **Sr**. Это делает **Sm/Nd** систему более надежной в определении возраста.

Sm/Nd метод датирования

Самарий имеет семь природных изотопов (^{144}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm), а неодим - семь стабильных изотопов (^{142}Nd , ^{143}Nd , ^{144}Nd , ^{145}Nd , ^{146}Nd , ^{148}Nd , ^{150}Nd).

Радиоактивным (материнским) является ^{147}Sm из которого, в результате α – распада образуется ^{143}Nd .



$$T_{1/2} = 1.06 \times 10^{10} \text{ лет}$$

Распад ^{147}Sm и накопление радиогенного ^{143}Nd описываются уравнением:

$$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 + ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}(e^{\lambda t} - 1)$$
$$\lambda = 6.54 \times 10^{-12} \text{ год}^{-1}$$

где ^{144}Nd использован как изотоп сравнения, так как количество атомов ^{144}Nd в единице массы породы или минерала остается неизменным, пока система, в которой он находится, остается замкнутой по отношению к Nd.

Методика и объекты датирования

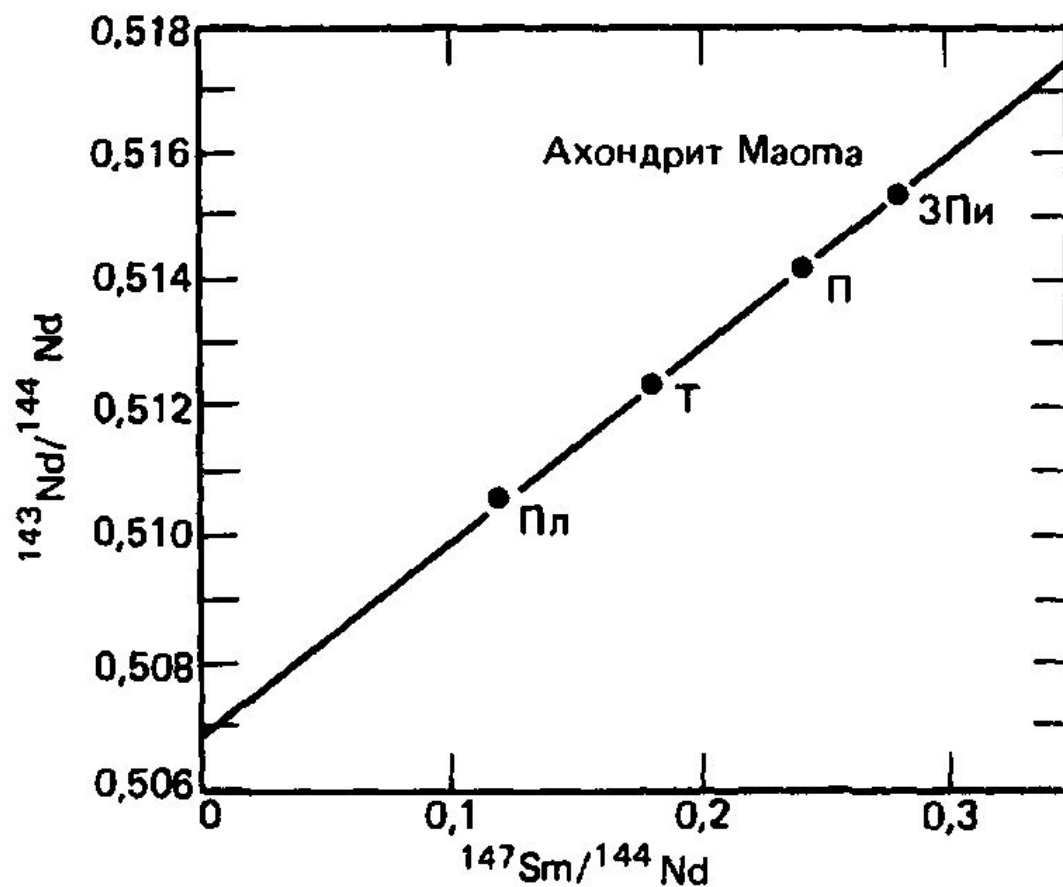
Определения возраста **Sm-Nd**-методом обычно **выполняются** путем **анализа выделенных минералов** или когенетических **серий пород**, в которых отношения **Sm/Nd** варьируют достаточно для того, чтобы дать реальное значение наклона изохроны в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Такие **Sm-Nd**-изохроны основаны на той же самой аргументации, что и обсуждавшиеся выше **Rb-Sr**-изохроны.

Sm-Nd-метод лучше всего подходит для датирования основных и ультраосновных пород.

Учитывая очень большой период полураспада метод неприменим для датирования мезозойских и кайнозойских горных пород.

Пример



Возраст метеорита
Маома

$T = 4.58 \pm 0.5$ млрд. лет

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0.50684$

Преимущества метода

Редкоземельные элементы менее мобильны, чем щелочные и щелочноземельные элементы, в ходе регионального метаморфизма, гидротермальных изменений и химического выветривания. Поэтому породы могут быть надежно датированы Sm-Nd-методом, даже если они приобрели или потеряли Rb и Sr.

Таким образом, Sm-Nd-метод может быть использован для определения возраста пород, которые непригодны для датирования Rb-Sr-методом либо из-за низких отношений Rb/Sr, либо из-за того, что они не оставались замкнутыми системами по отношению к Rb или Sr.

[U – Th – Pb методы определения возраста]

Распад **U** и **Th** с образованием стабильных изотопов **Pb** является основой важных методов датирования.

Уран и торий - члены семейства актиноидов. Вследствие сходных электронных конфигураций **Th** ($Z = 90$) и **U** ($Z = 92$) имеют близкие химические свойства. Оба элемента встречаются в природе в четырехвалентном состоянии, и их ионы имеют близкие радиусы. Они широко замещают друг друга, чем и объясняется их геохимическая связь.

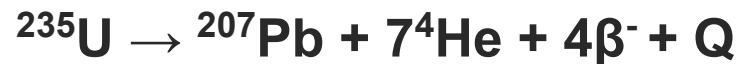
U и **Th** являются умеренно мобильными элементами и в геохимических процессах ведут себя довольно активно.

Уран имеет три природных изотопа: ^{238}U , ^{235}U и ^{234}U . Все они радиоактивны.

Торий представлен одним радиоактивным изотопом: ^{232}Th .

[Схемы распада]

Каждый из изотопов - ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th - является материнским для цепочки радиоактивных дочерних продуктов, заканчивающейся стабильным изотопом Pb .



Обыкновенный Pb имеет четыре природных изотопа: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb и ^{204}Pb . Только ^{204}Pb не является радиогенным и используется в качестве стабильного изотопа сравнения.

Изотопный состав Pb в минералах, содержащих U и Th , может быть выражен в виде трех уравнений:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda t} - 1)$$

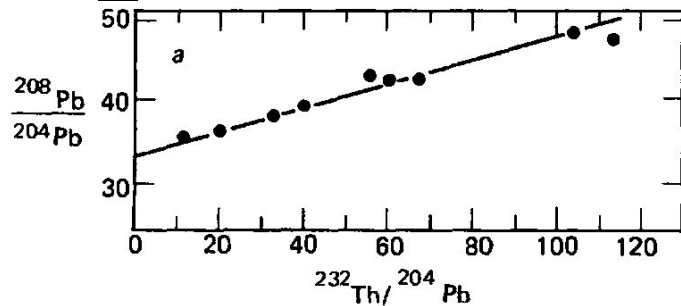
$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda t} - 1)$$

Порядок датирования

Для того чтобы датировать уран- и торийсодержащие минералы на основании этих уравнений, обычно определяют концентрации **U**, **Th** и **Pb**, измеряют изотопный состав **Pb**. Затем, используя допустимые значения для первичных изотопных отношений **Pb**, можно решить уравнения относительно **t**.

Решив аналогичным образом другие уравнения, **получим три независимые датировки, основанные на трех отдельных схемах распада. Если эти датировки будут согласующимися они представляют возраст минерала.**

Изохроны



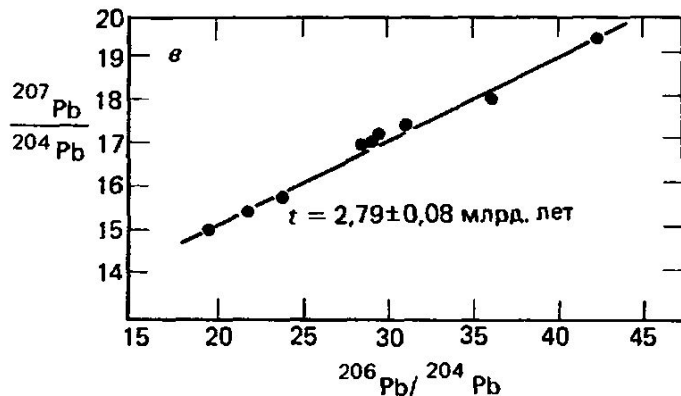
При датировании серий образцов эти уравнения могут быть использованы для построения изохрон в координатах

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$$

$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$$



Датирование по циркону

Хотя **U** и **Th** содержатся во многих минералах, только немногие из них пригодны для датирования **U**, **Th-Pb**-методом. Для этого минерал должен хорошо сохранять **U**, **Th**, **Pb** и промежуточные дочерние продукты и быть широко распространенным в различных породах.

Минералом, лучше всего удовлетворяющим этим условиям, является циркон.

В цирконе **U⁴⁺** и **Th⁴⁺** замещают **Zr⁴⁺**. Наиболее важным является то, что **Pb²⁺** имеет больший радиус и не допускается в циркон.

В связи с этим циркон во время образования содержит очень мало свинца и имеет очень высокие отношения **U/Pb** и **Th/Pb**, которые повышают его чувствительность как геохронометра.

Конкордантные датировки

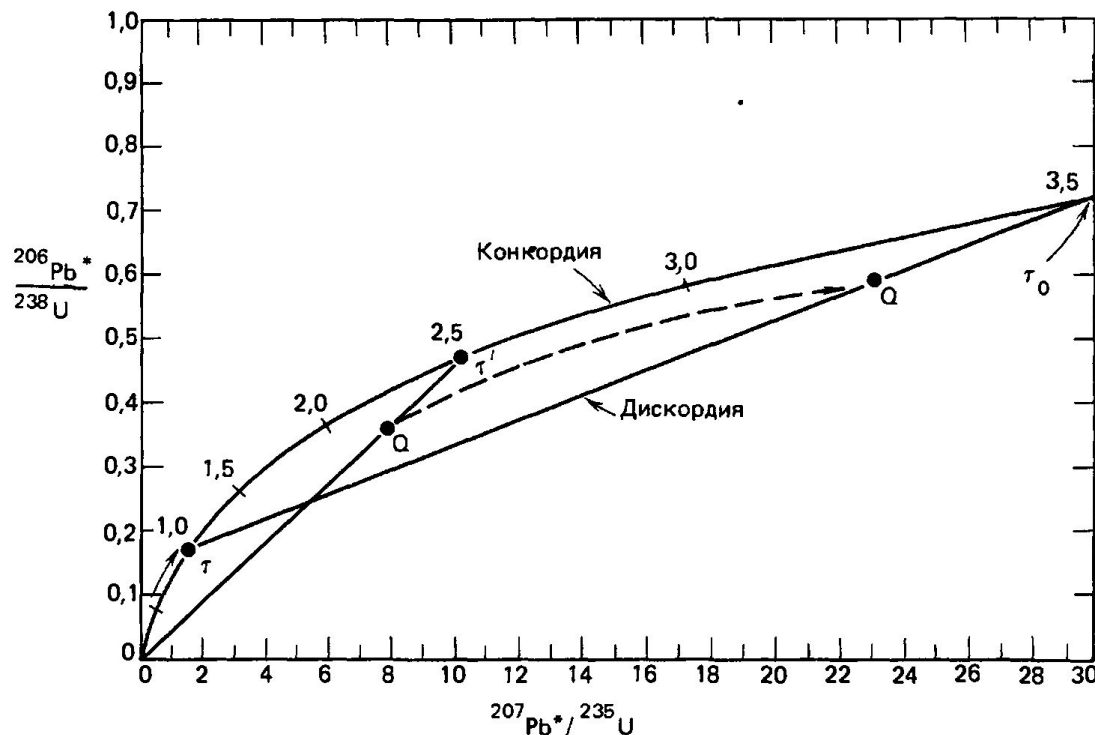
Радиоактивный распад природных изотопов ^{238}U и ^{235}U с образованием ^{206}Pb и ^{207}Pb предоставляет в наше распоряжение два независимых геохронометра.

Если датируемый минерал оставался замкнутым по отношению к **U** и его дочерним продуктам и если введены соответствующие поправки на **Pb**, захваченный минералом в момент его образования, эти два геохронометра дают согласующиеся датировки.

Для упрощения расчета датировок, на основании уравнений радиоактивного распада для этих систем была рассчитана **линия согласующихся (конкордантных) возрастов** в координатах $^{206}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}*/^{238}\text{U}$.

Попадание точки состава минерала на эту линию свидетельствует о том, что полученная датировка согласуется с двумя изотопными системами и, скорее всего, отражает возраст минерала.

Диаграмма с конкордией



Конкордия – линия согласованных возрастов в двух U/Pb изотопных геохронометрах

$$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} = e^{\lambda t} - 1$$

$$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U} = e^{\lambda t} - 1$$

Датировки лежащие на линии согласованных возрастов называются конкордантными и, скорее всего, соответствуют реальному возрасту породы.

Преимущества метода

Достоинства:

Используются две согласованные изотопные системы;

Используется очень устойчивый минерал – носитель;

Имеется хорошо разработанная модель оценки качества датировки;

Малая погрешность оценки возраста.

Недостатки:

Высокая цена.

[$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод датирования]

Основан на анализе отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ образца. ^{40}Ar – инертный газ, образуется в результате радиоактивного распада ^{40}K путем электронного захвата и эмиссии позитрона.

^{39}Ar образуется в результате облучения K-содержащих образцов тепловыми и быстрыми нейтронами в ядерном реакторе.

Отношение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ может быть измерено в масспектрометре. Возраст образца может быть рассчитан по формуле:

$$T = 1/\lambda * \ln(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} * J + 1)$$

J – определяется с помощью дополнительных образцов (мониторов).

При соблюдении ряда требований метод позволяет получить хорошие результаты. Имеет невысокую стоимость, не сложную пробоподготовку. Могут быть проанализированы горные породы, руды.

Требования к проведению анализа

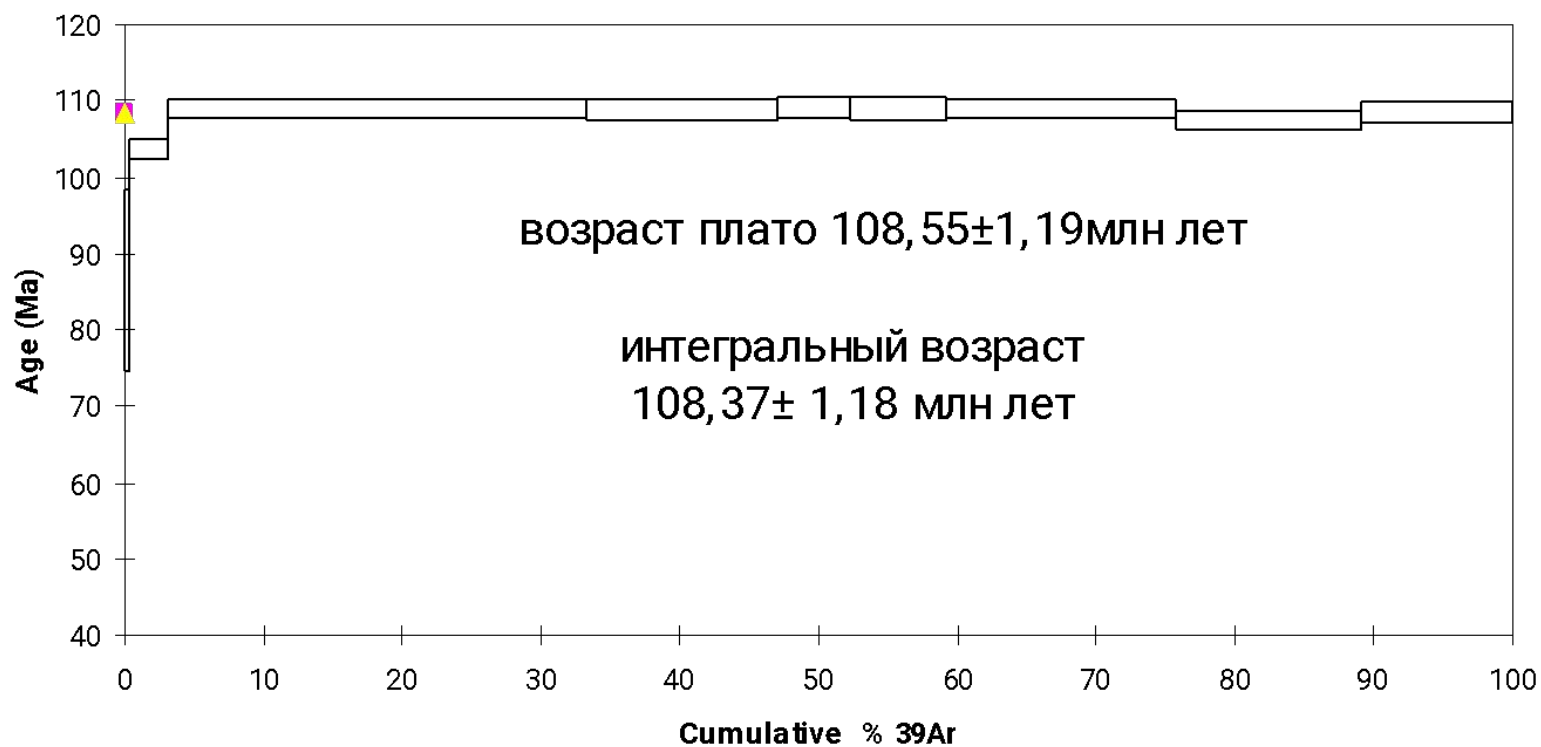
Для анализа должны отбираться содержащие калий минералы. Наиболее хорошо для анализа подходят слюды и амфибол.

Метод позволяет учесть захват и потерю аргона изучаемым минералом. Для этого производится ступенчатый отжиг образца и фиксируется выделение аргона на всех стадиях (ступенях).

Образец должен сформировать хорошо выраженную ступень (плато), параллельную оси абсцисс на графике в координатах возраст – выделенный аргон.

При анализе образца должно быть не меньше 8 – 9 ступеней «отжига».

Представление результатов



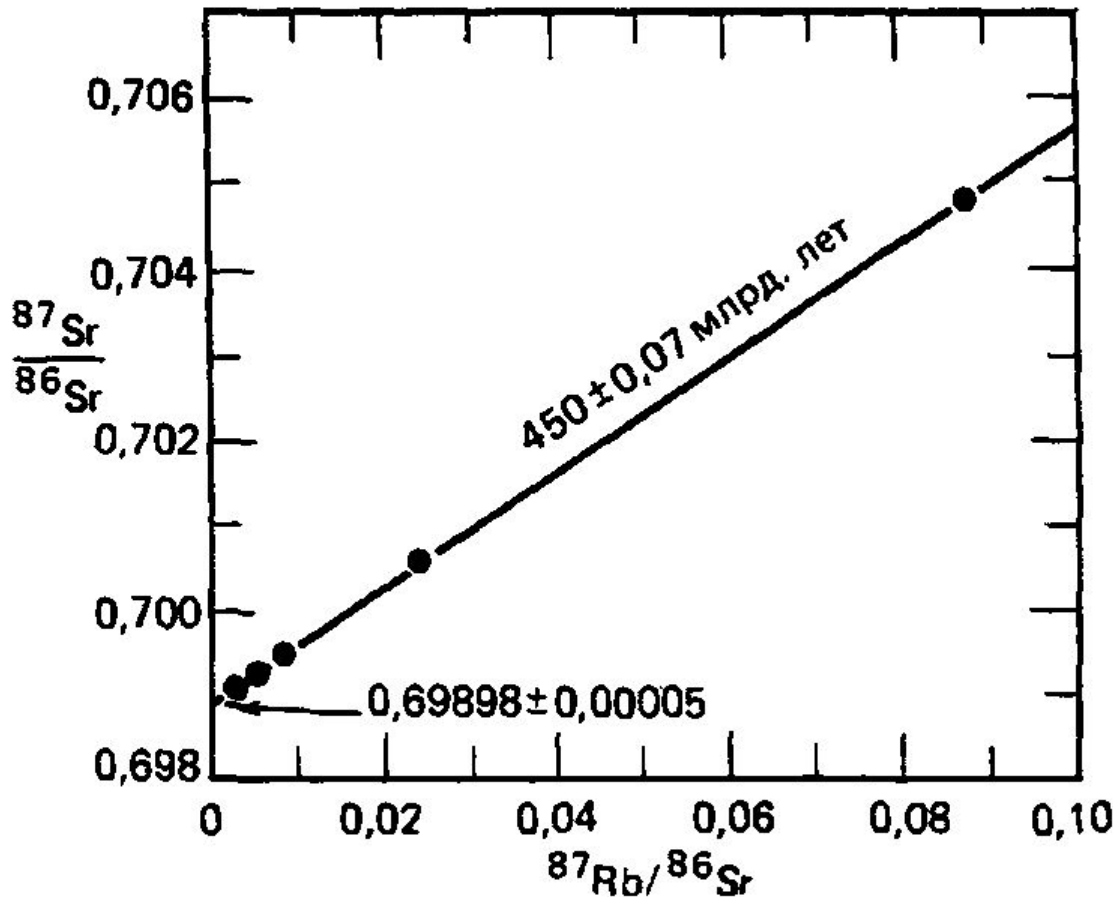
Использование изотопов в геологии

Что бы иметь представление об эволюции радиоактивных изотопов в Земле, необходимо определить инициальные концентрации этих элементов в слагающем ее веществе и возраст планеты.

Для этого используются космогонические гипотезы согласно которым, все планеты солнечной системы образовались при конденсации вещества из газовой туманности. В качестве оценки состава этого вещества обычно рассматриваются метеориты.

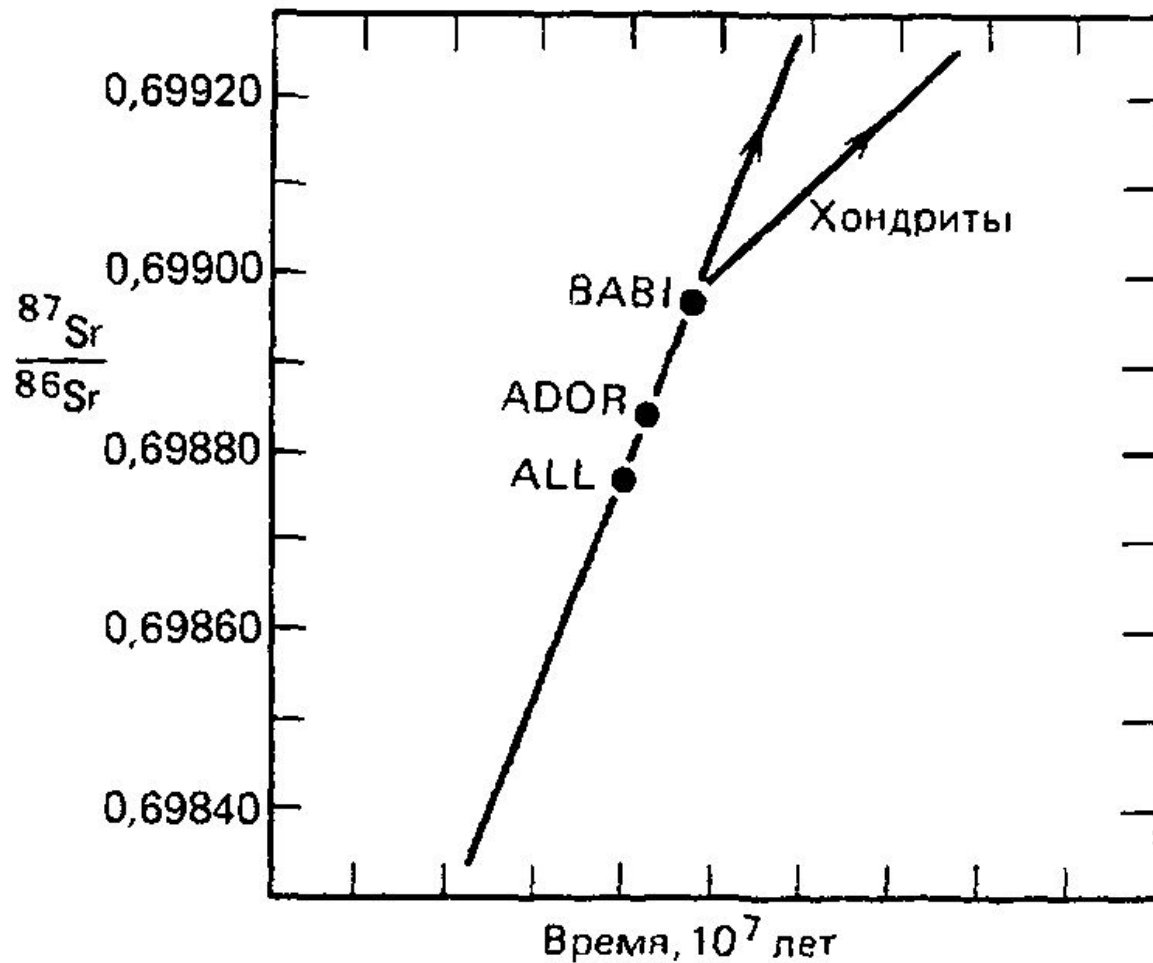
Наиболее подходящими для этих оценок считаются базальтовые ахондриты, с использованием которых были получены наиболее важные изотопные отношения.

Возраст Земли



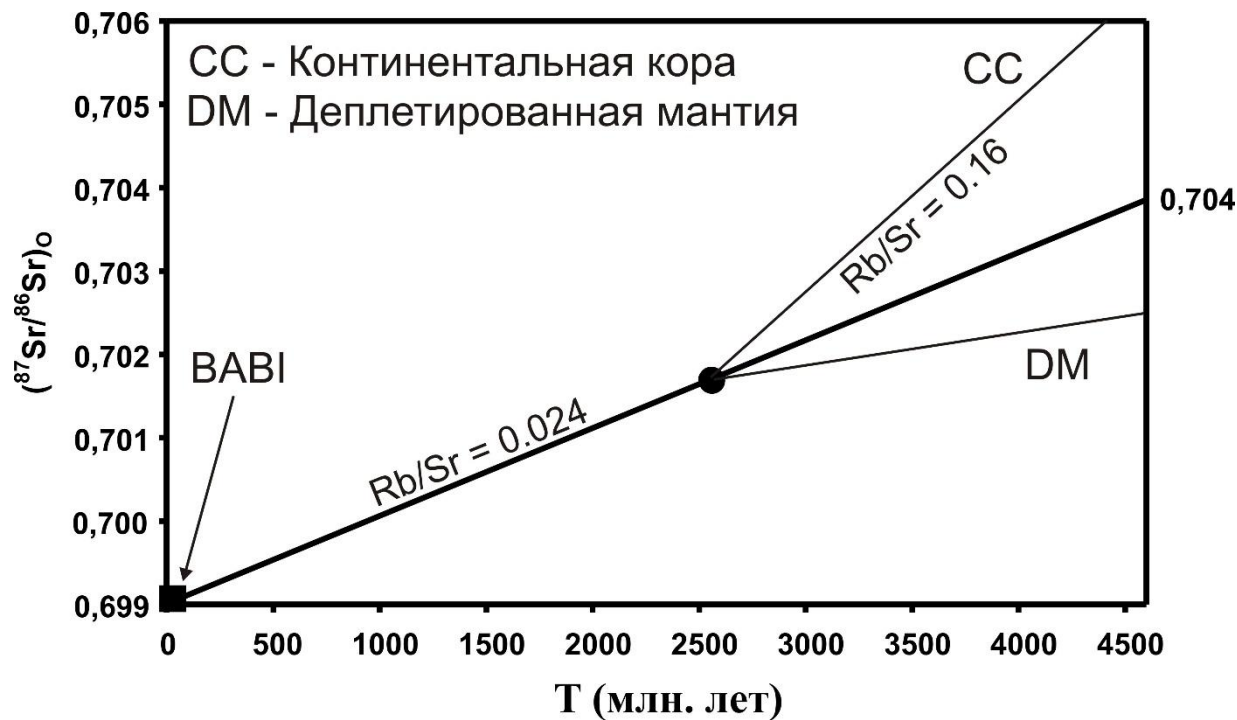
То, что точки лежат на изохроне свидетельствует о близком времени образования и близких первичных отношениях Sr d этих метеоритах. Однако это, скорее всего указывает не на время образования Земли, а на время конденсации планет. Учитывая близкие первичные отношения Sr в ахондритах можно вычислить инициальные отношения изотопов Sr в туманности на время конденсации планетарного вещества, которое будет актуально и для Земли.

BABI



Это значение известно как **BABI** (basaltic achondrite best initial-наилучшее первичное отношение в базальтовых ахондритах).
BABI = 0,698990 $\pm$ 0,000047

Образование континентальной коры и деплетированной мантии



$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \text{BABI} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1)$$
$$\text{Rb}/\text{Sr} = 0,025$$

[Sm – Nd система]

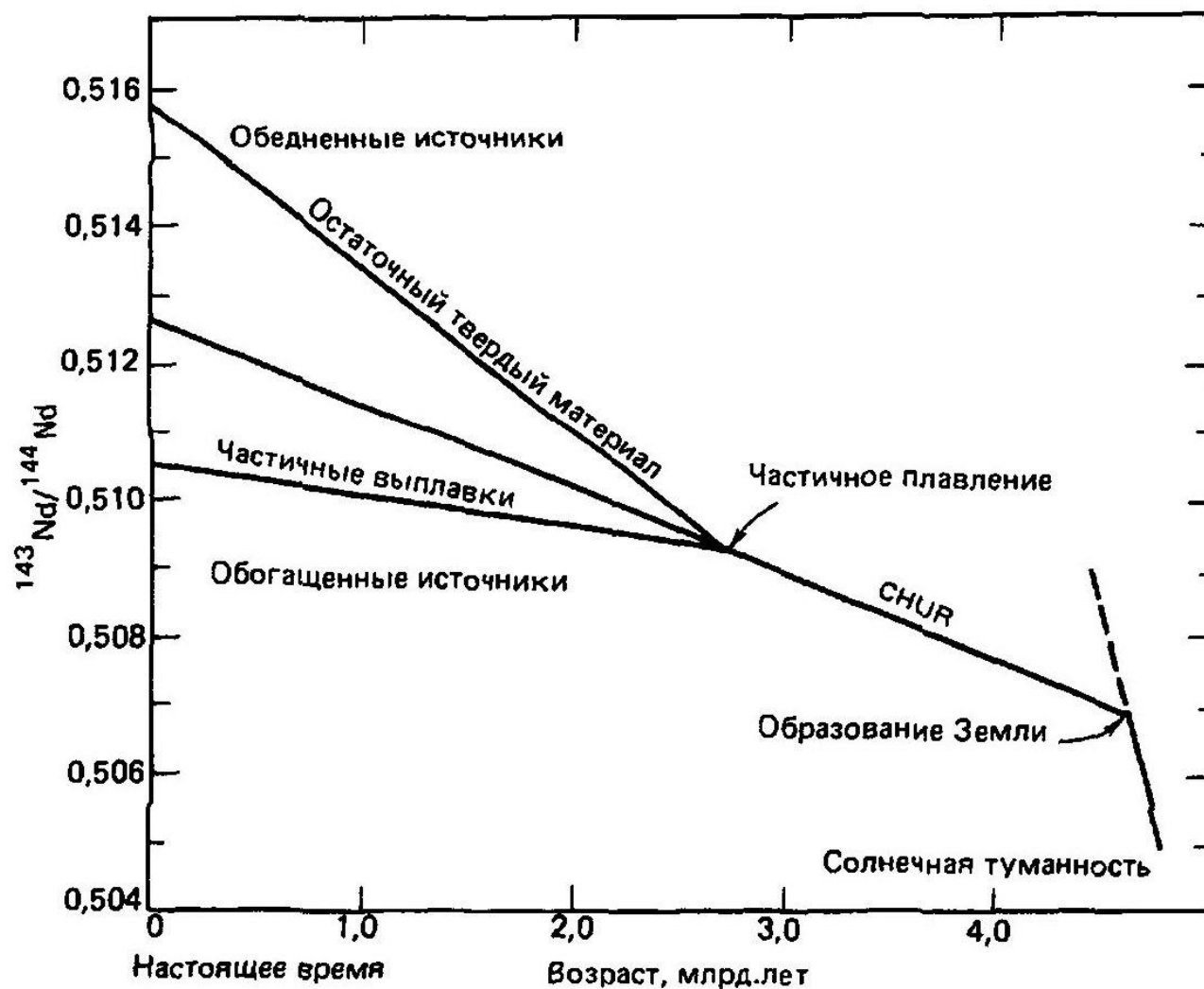
Изотопная эволюция **Nd** в Земле описана в терминах модели, называемой **CHUR** (chondritic uniform reservoir-однородный хондритовый резервуар).

Эта модель предполагает, что **земной Nd эволюционировал в однородном резервуаре, отношение Sm/Nd в котором равно этому отношению в хондритовых метеоритах.**

Современное значение отношения в этом резервуаре составляет:

$$\begin{aligned} {}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} &= 0,512638 = I^{\circ}_{\text{CHUR}} \\ {}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd} &= 0,1967 = ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})^{\circ}_{\text{CHUR}} \\ I^t_{\text{CHUR}} &= I^{\circ}_{\text{CHUR}} - ({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})^{\circ}_{\text{CHUR}}(e^{\lambda t} - 1) \end{aligned}$$

Единый хондритовый резервуар



Параметры ε

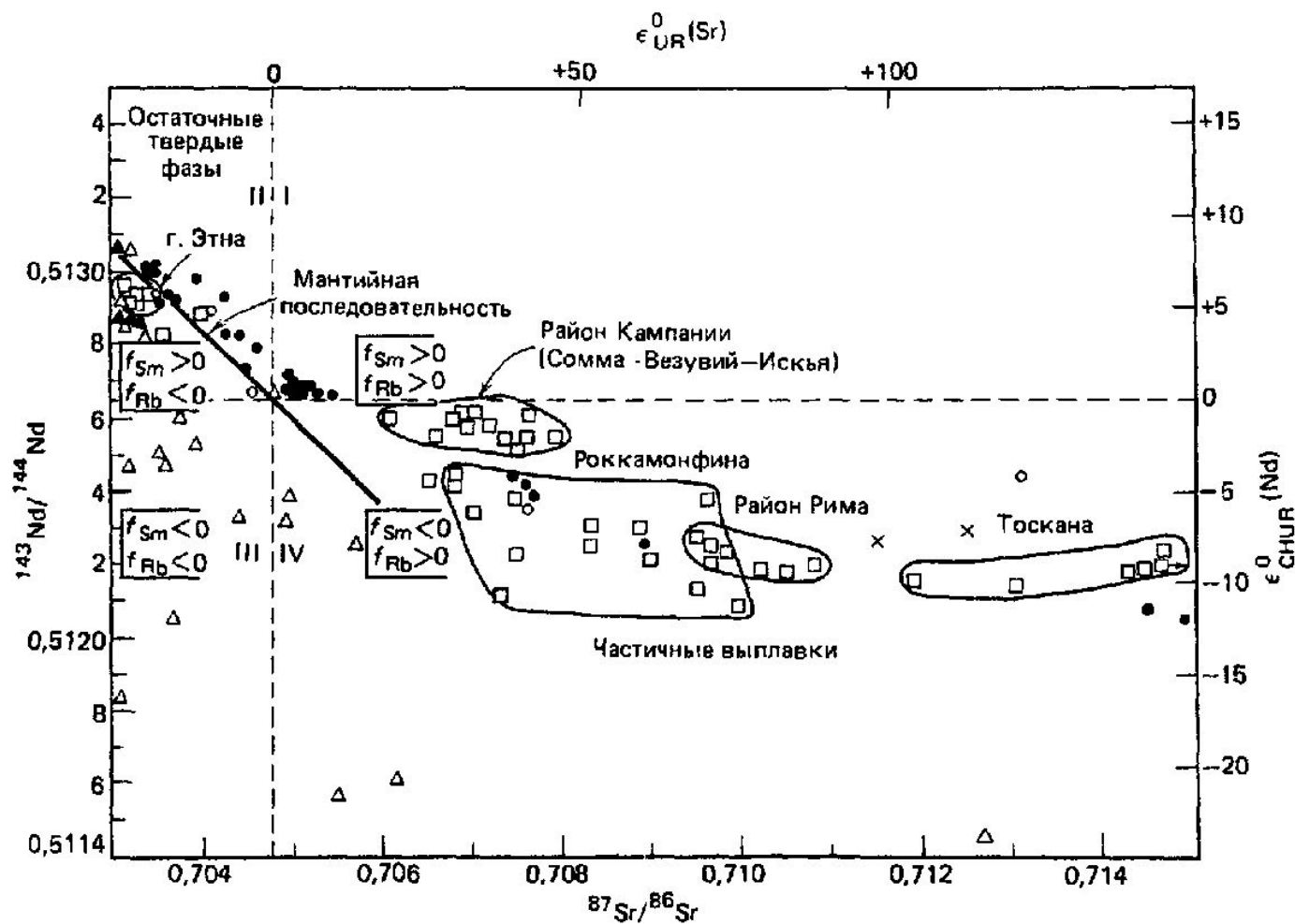
$$\varepsilon_{\text{CHUR}}^{\text{t}}(\text{Nd}) = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{i}})/I_{\text{CHUR}}^{\text{t}} - 1) * 10^4$$

$$\varepsilon_{\text{CHUR}}^{\text{O}}(\text{Nd}) = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{O}})/I_{\text{CHUR}}^{\text{O}} - 1) * 10^4$$

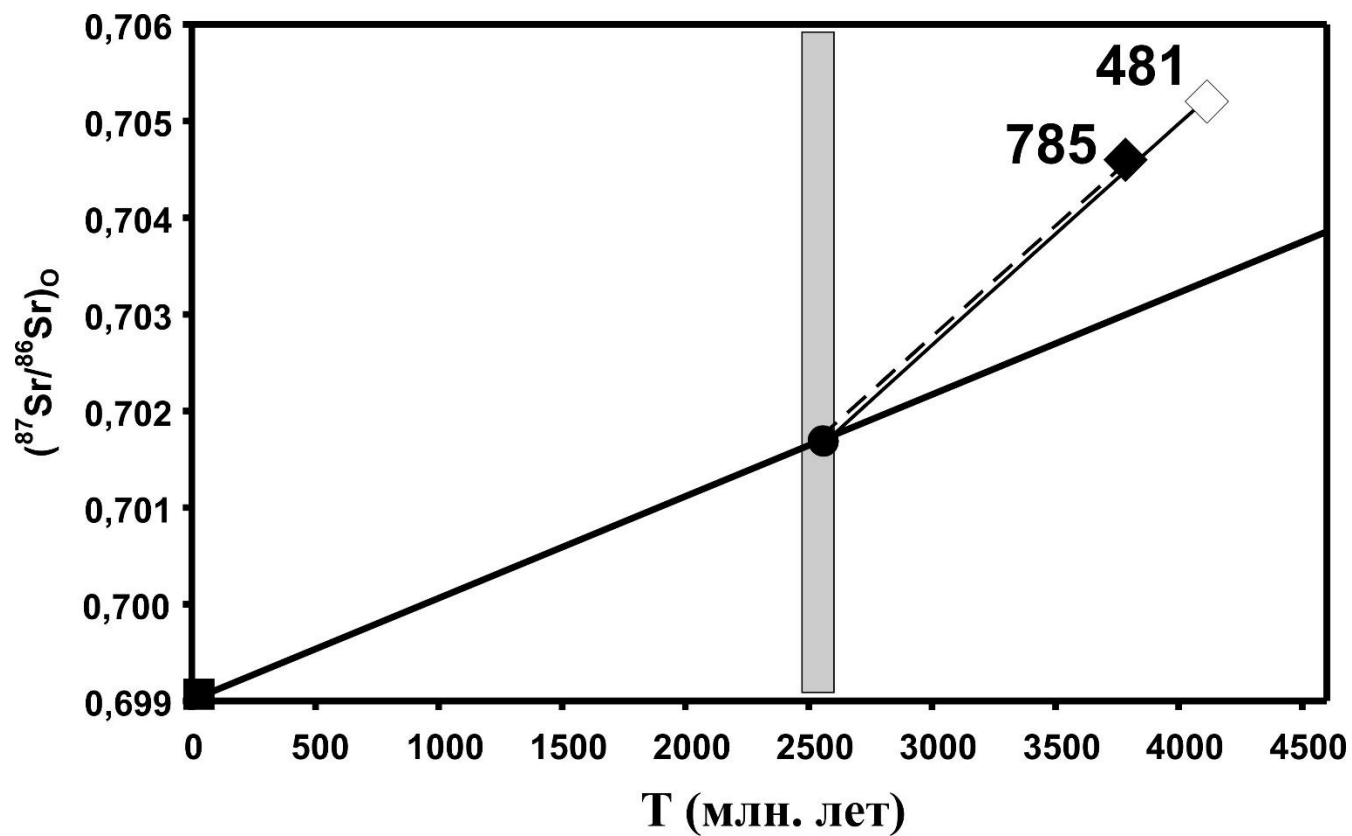
$$\varepsilon_{\text{UR}}^{\text{t}}(\text{Sr}) = ((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{R}}^{\text{t}})/(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^{\text{t}} - 1) * 10^4$$

$$\varepsilon_{\text{UR}}^{\text{O}}(\text{Sr}) = ((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{R}}^{\text{O}})/(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^{\text{O}} - 1) * 10^4$$

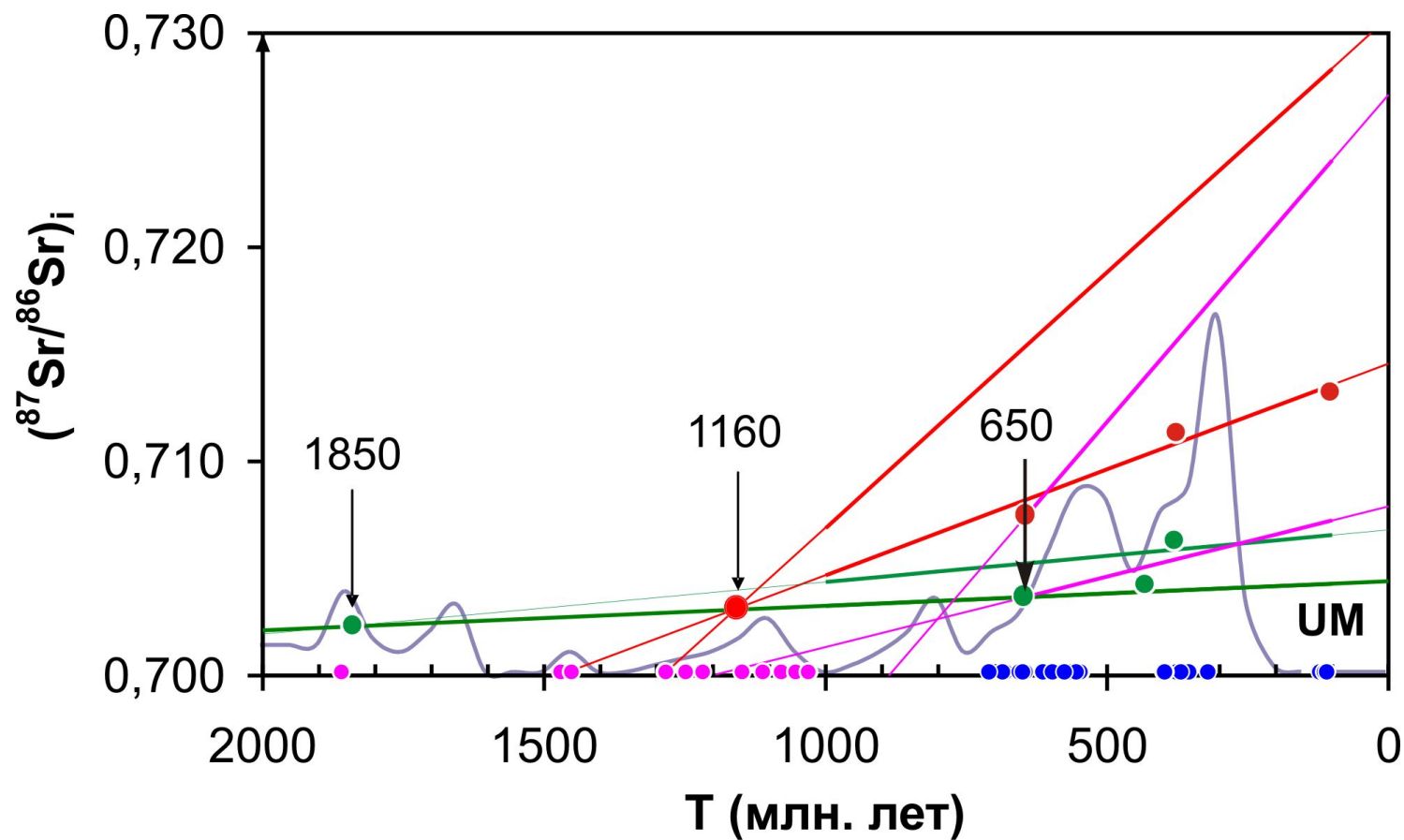
Диаграмма $\epsilon_{UR}(Sr) - \epsilon_{CHUR}(Nd)$



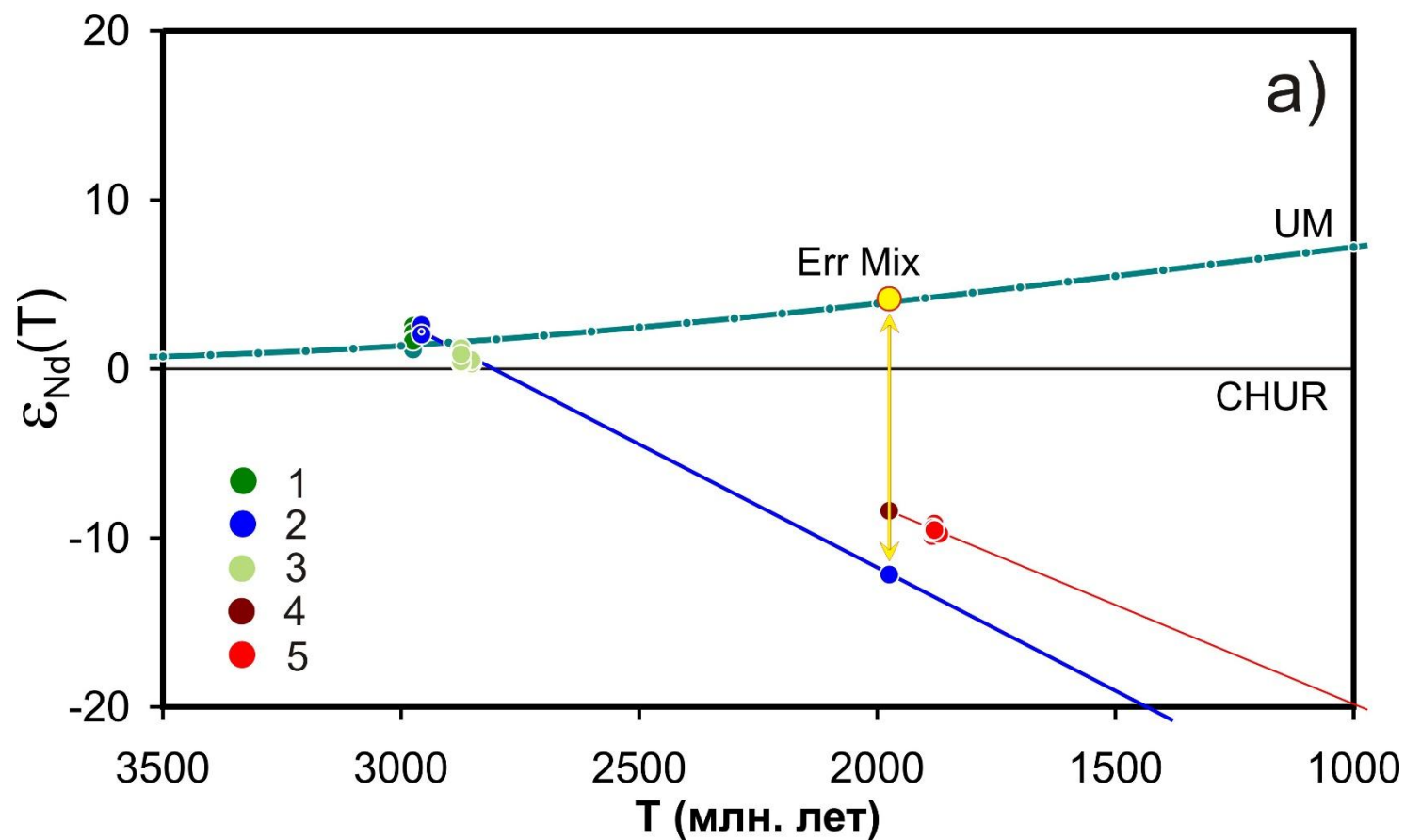
[Пример]



Пример



Пример



Пример

