



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

Схема распада урана-238



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 датированной 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-полевой 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.

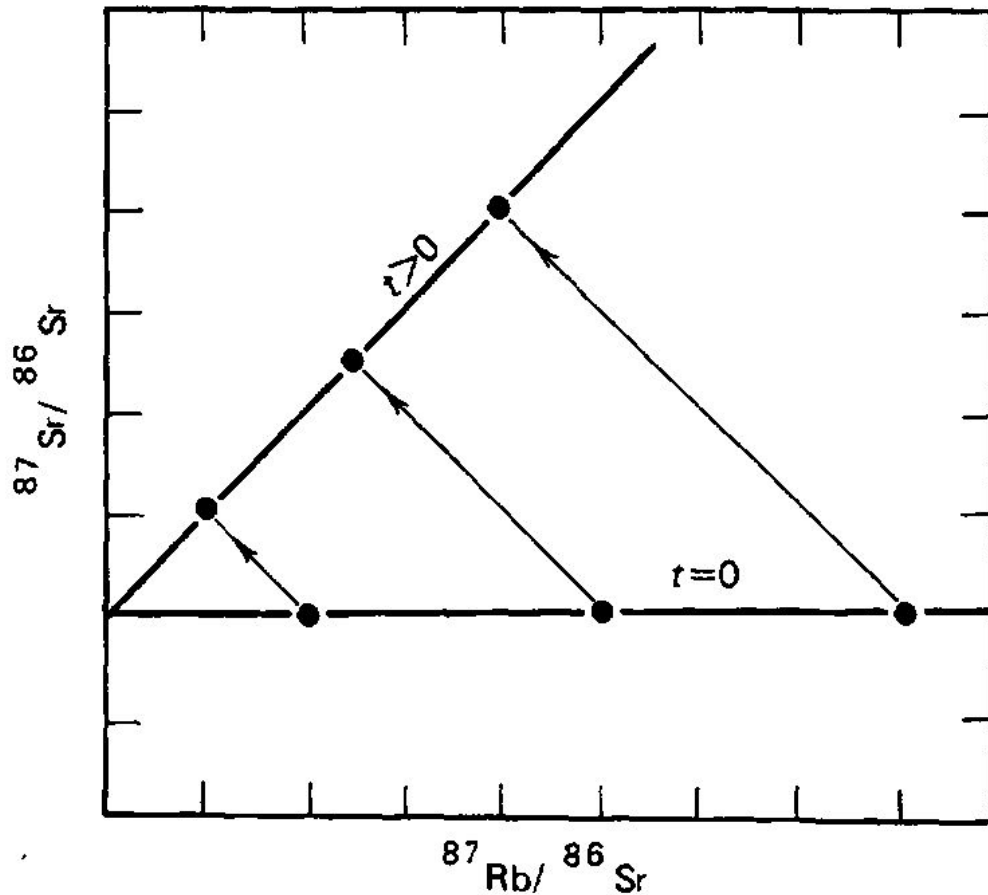
Это приводит к потере радиоактивного **Rb** и радиогенного **Sr** и, как следствие, искажению возраста пород.

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.

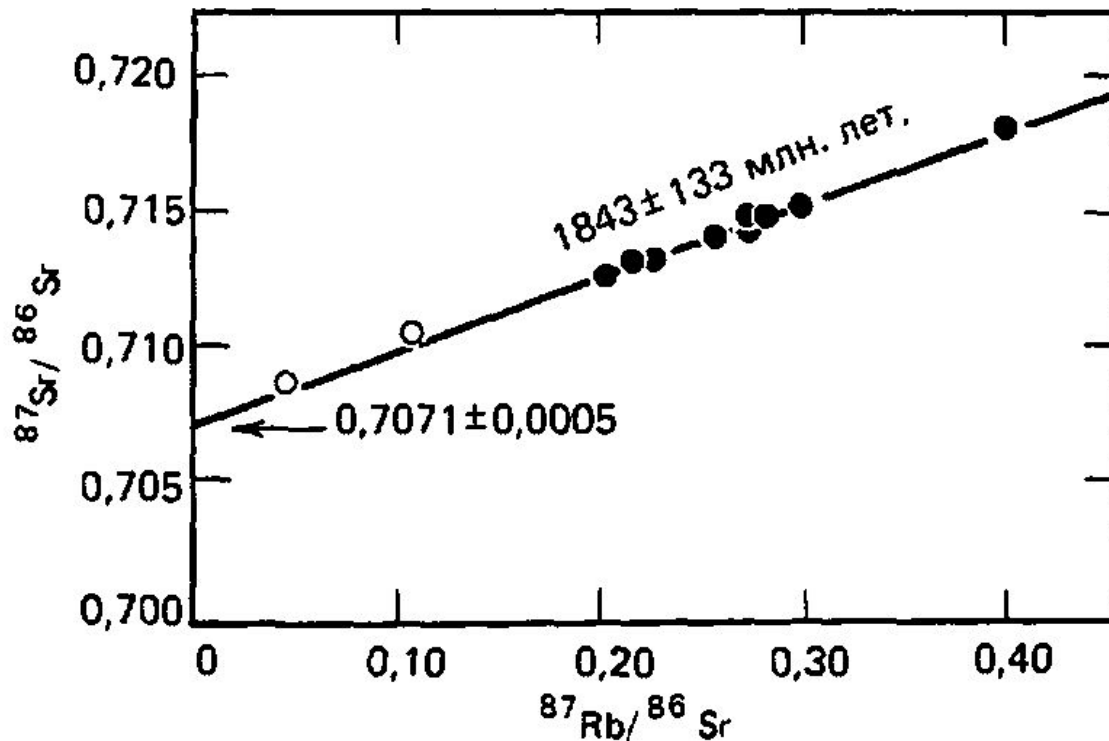
При этих условиях уравнение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1)$ может быть представлена в виде уравнения прямой линии,

$$y = b + mx$$

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

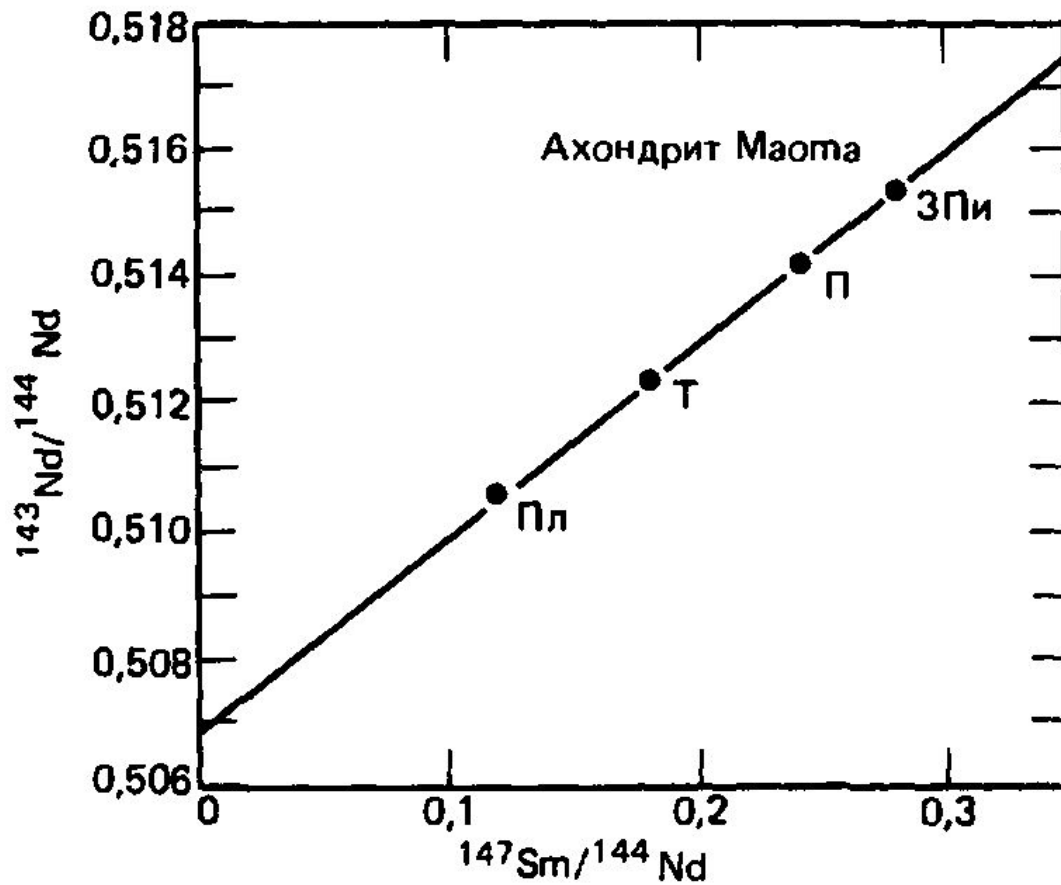
Определения возраста **Sm-Nd**-методом обычно **выполняются** путем **анализа выделенных минералов** или **когенетичных серий пород**, в которых отношения **Sm/Nd** варьируют достаточно для того, чтобы дать реальное значение наклона изохроны в координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

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.

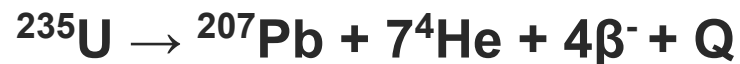
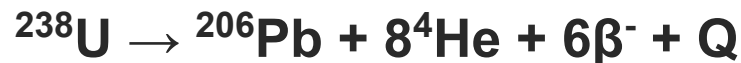
U и **Th** являются умеренно мобильными элементами и в геохимических процессах ведут себя довольно активно.

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:

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

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

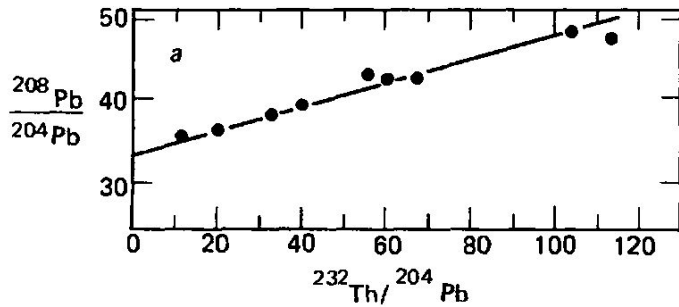
$$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i + ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}(e^{\lambda t} - 1)$$

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



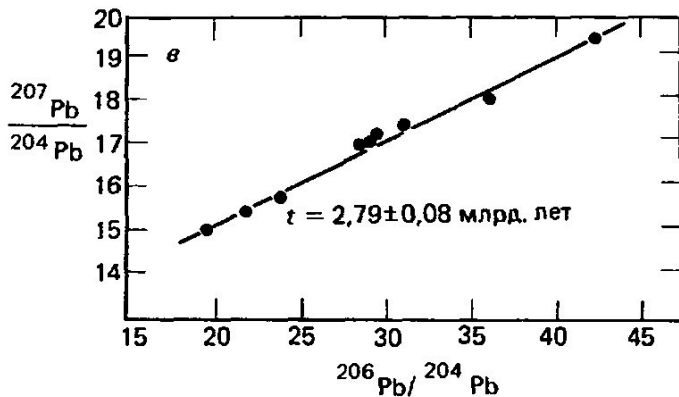
При датировании серий образцов эти уравнения могут быть использованы для построения изохрон в координатах

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

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

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

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



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

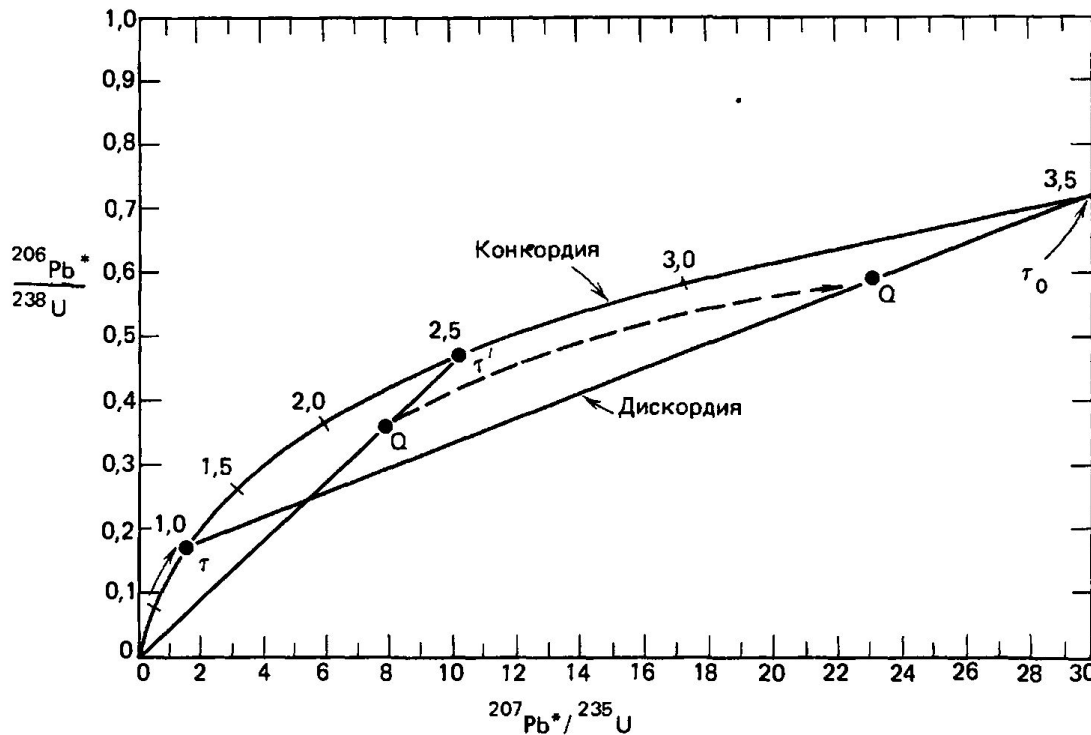
Радиоактивный распад природных изотопов ^{238}U и ^{235}U с образованием ^{206}Pb и ^{207}Pb предоставляет в наше распоряжение два независимых геохронометра.

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

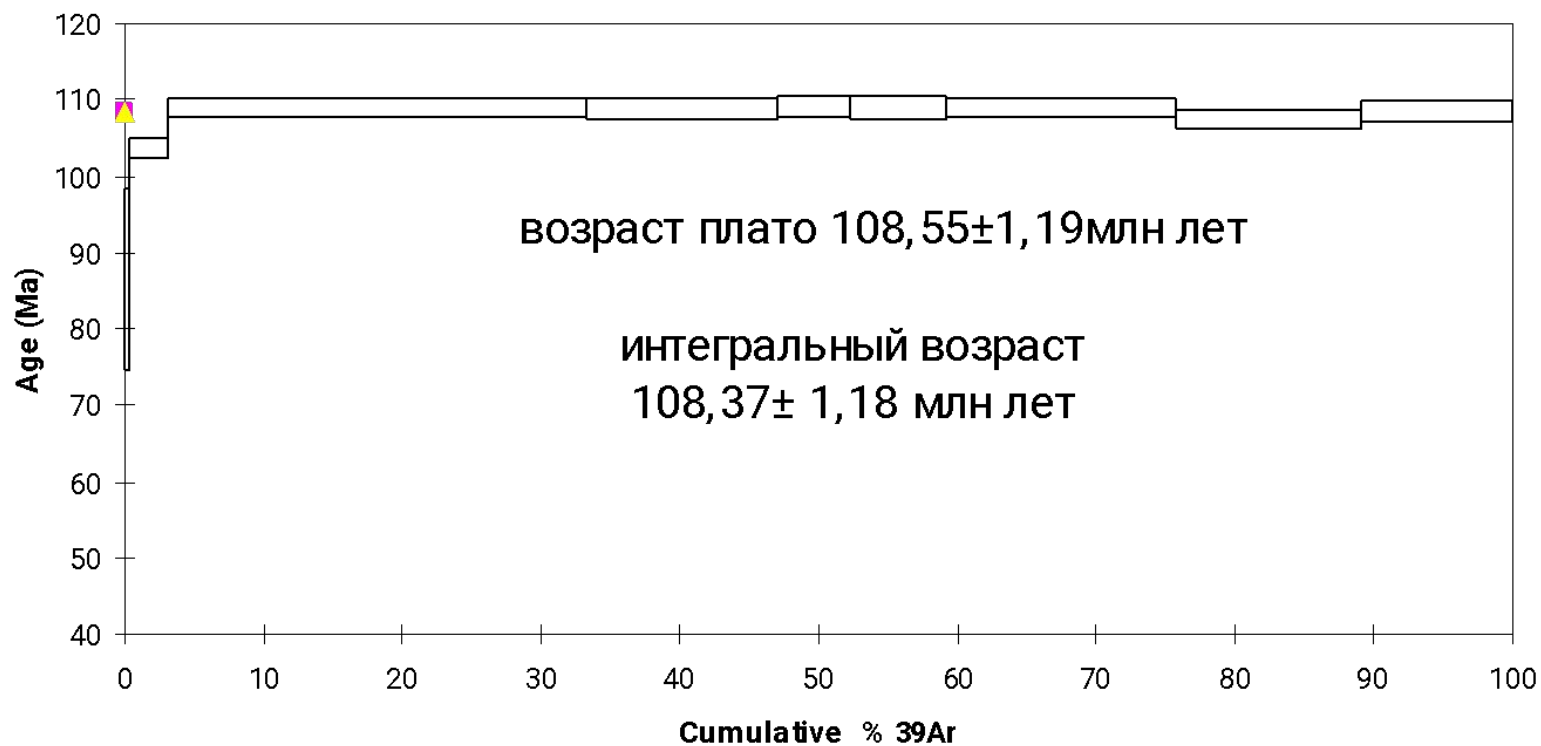
Для анализа должны отбираться содержащие калий минералы. **Наиболее хорошо для анализа подходят слюды и амфибол.**

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



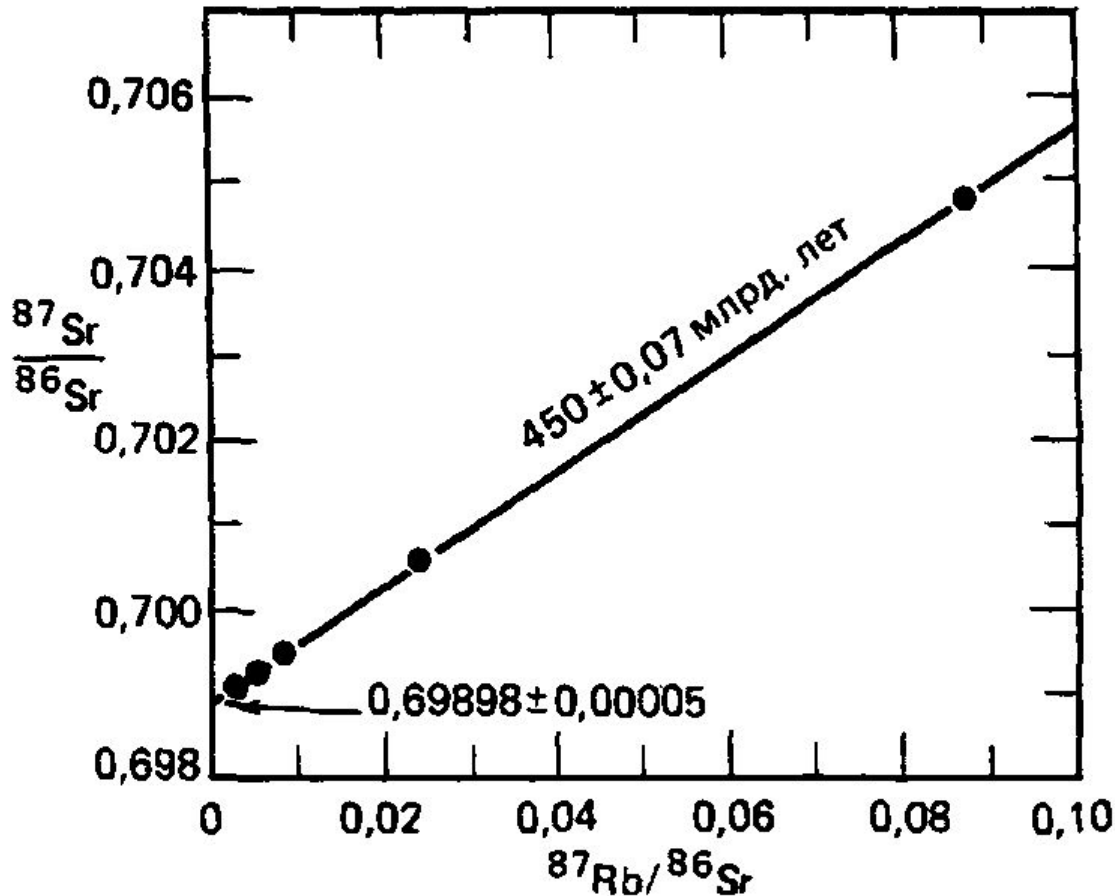
Использование изотопов в геологии

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.

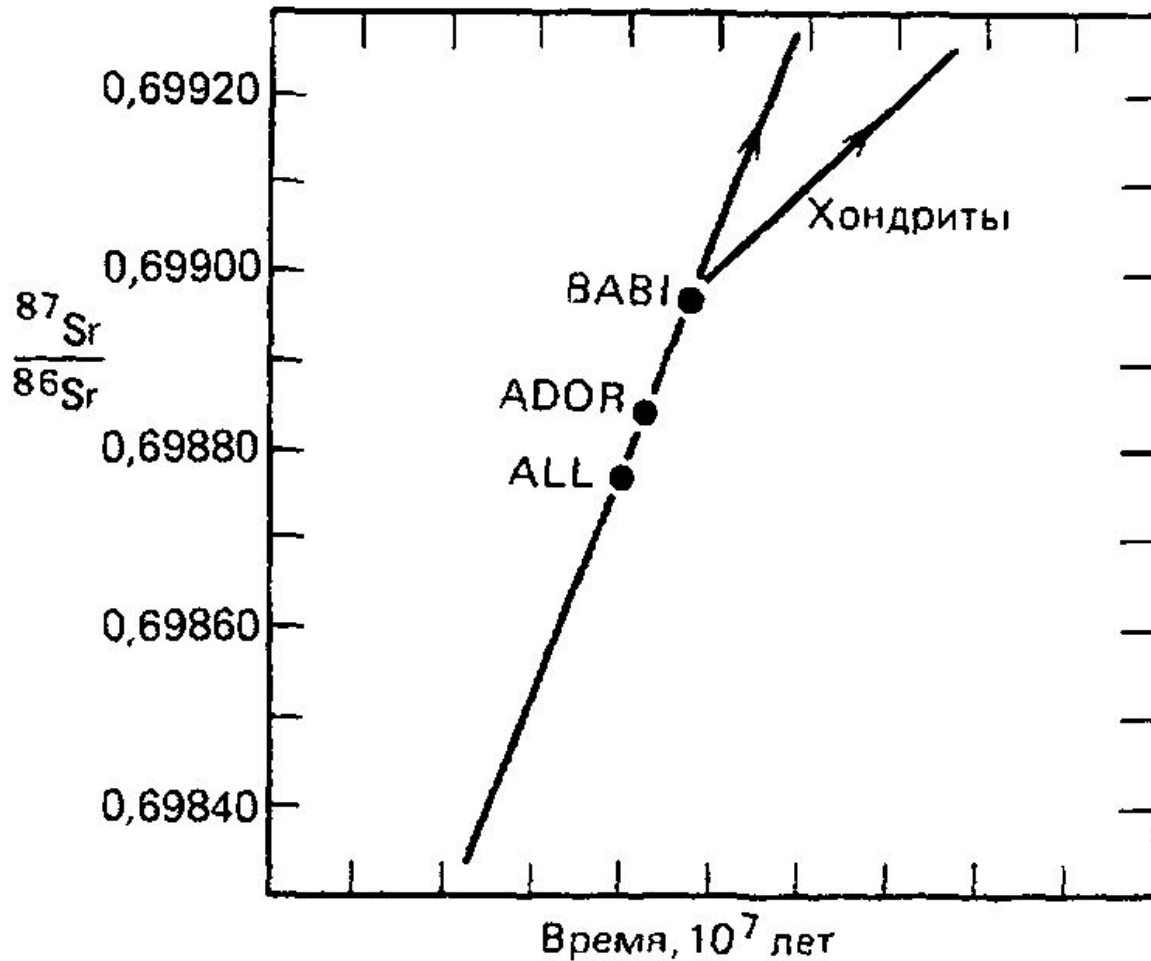
Наиболее подходящими для этих оценок считаются базальтовые ахондриты, с использованием которых были получены наиболее важные изотопные отношения.

Возраст Земли



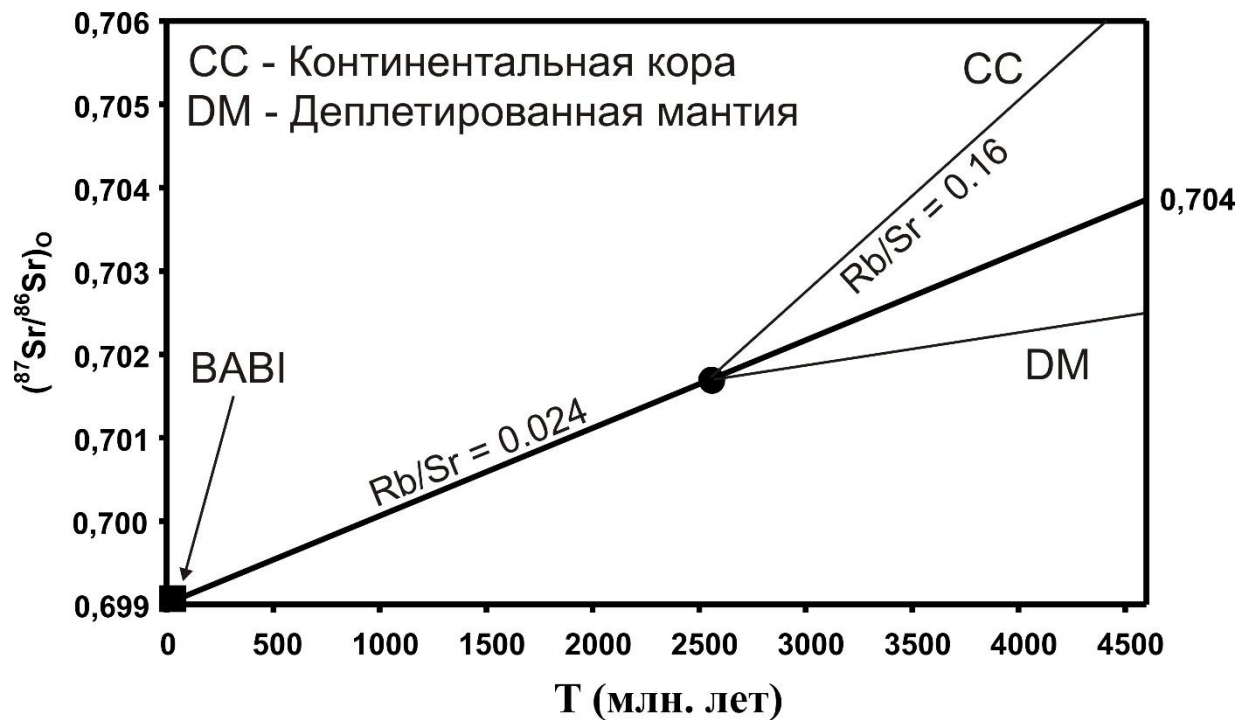
То, что точки лежат на изохроне свидетельствует о близком времени образования и близких первичных отношениях Sr d этих метеоритах. Однако это, скорее всего указывает не на время образования Земли, а на время конденсации планет. Учитывая близкие первичные отношения Sr в ахондритах можно вычислить инициальные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

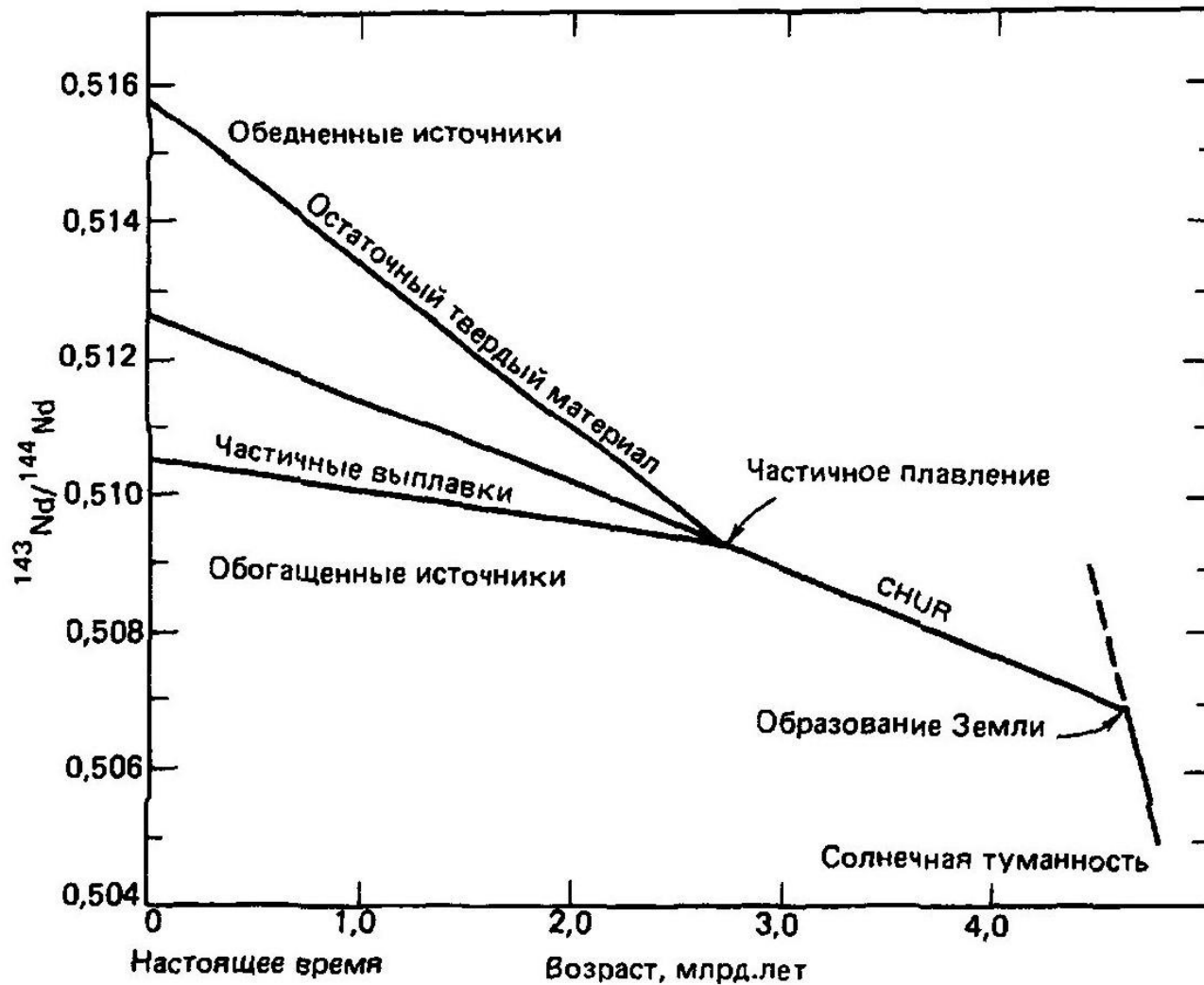
Изотопная эволюция **Nd** в Земле описана в терминах модели, называемой **CHUR** (chondritic uniform reservoir-однородный хондритовый резервуар).

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:

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

Единый хондритовый резервуар



Параметры ε

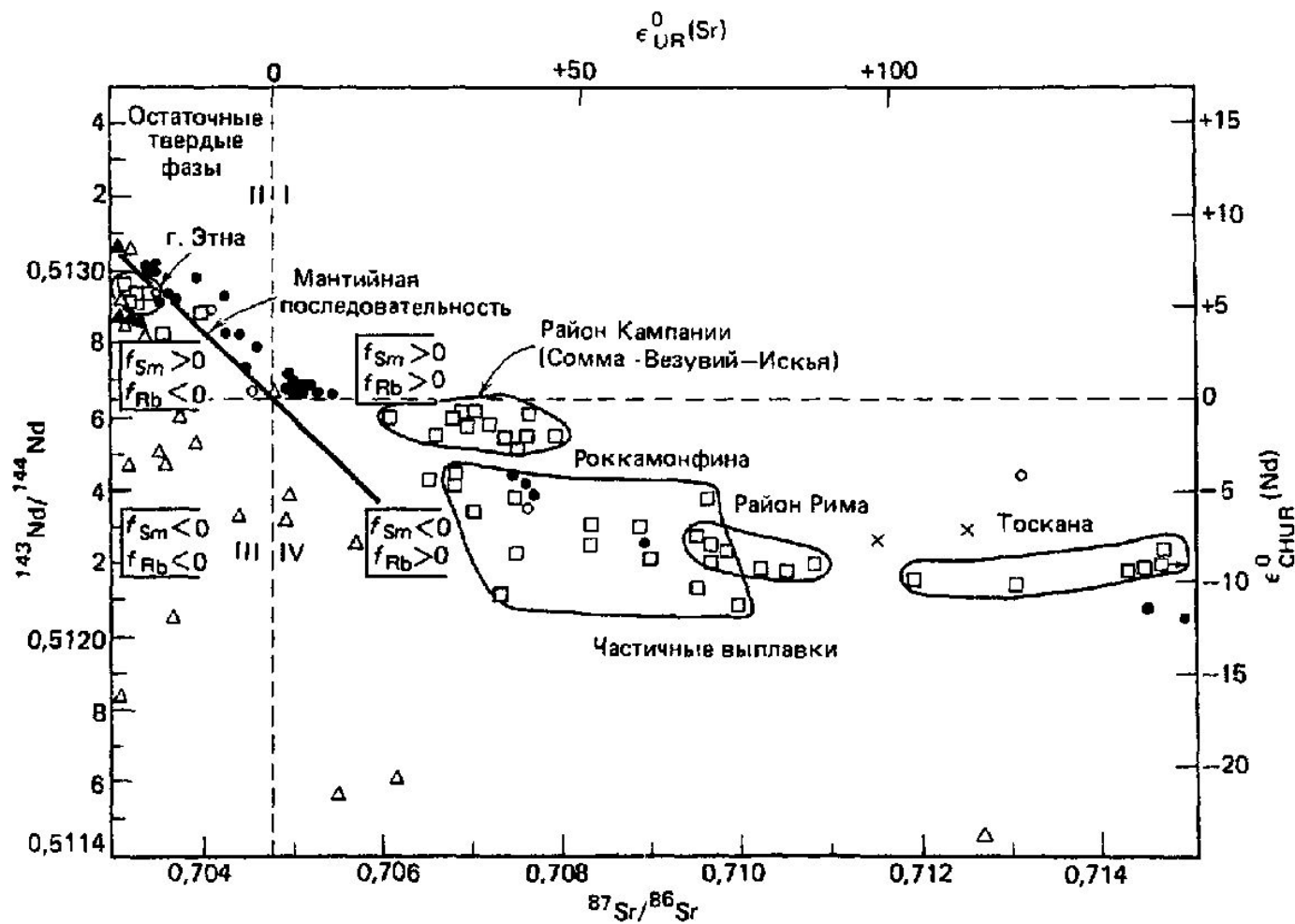
$$\varepsilon_{\text{CHUR}}^{\text{t}}(\text{Nd}) = \left(\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{i}}}{I_{\text{CHUR}}^{\text{t}}} - 1 \right) * 10^4$$

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

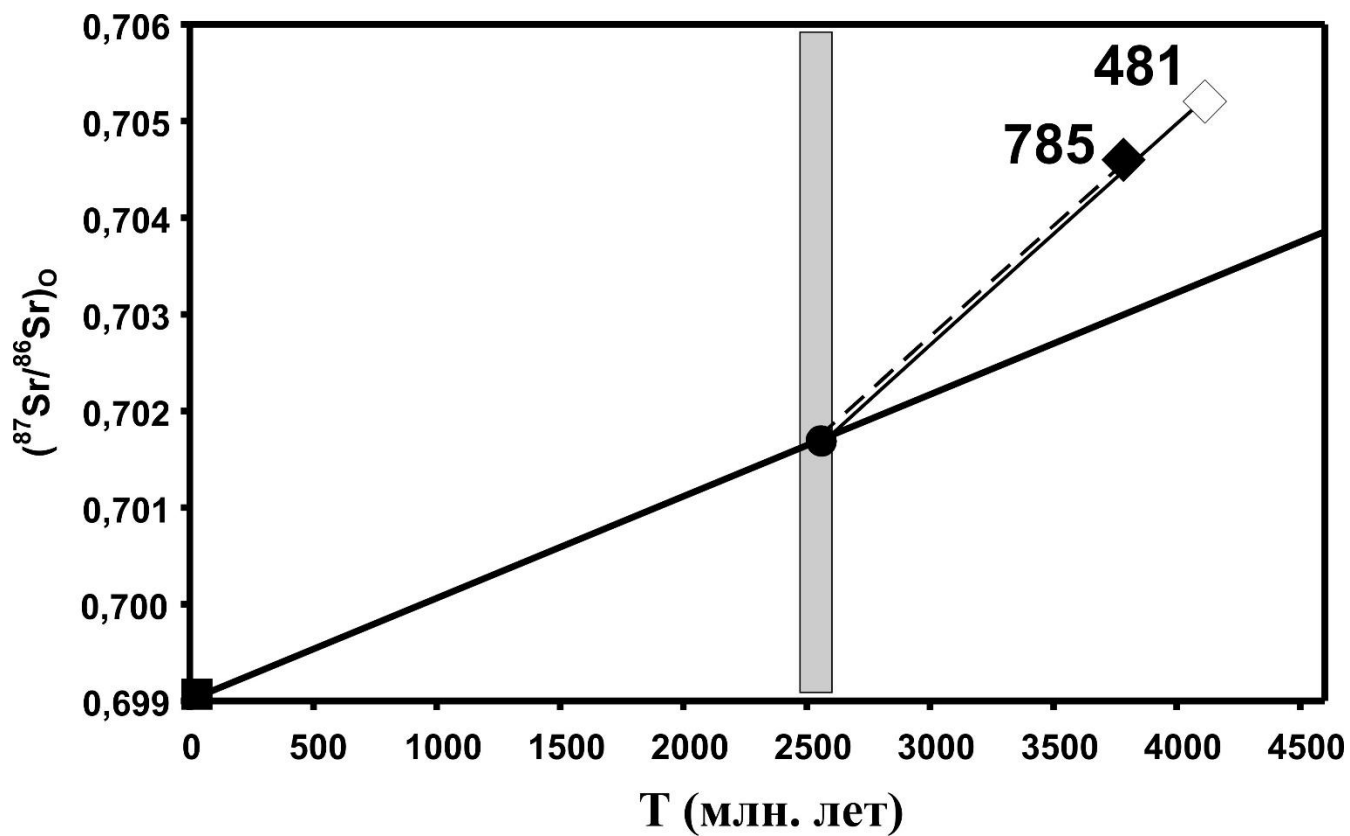
$$\varepsilon_{\text{UR}}^{\text{t}}(\text{Sr}) = \left(\frac{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{R}}^{\text{t}}}{(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^{\text{t}}} - 1 \right) * 10^4$$

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

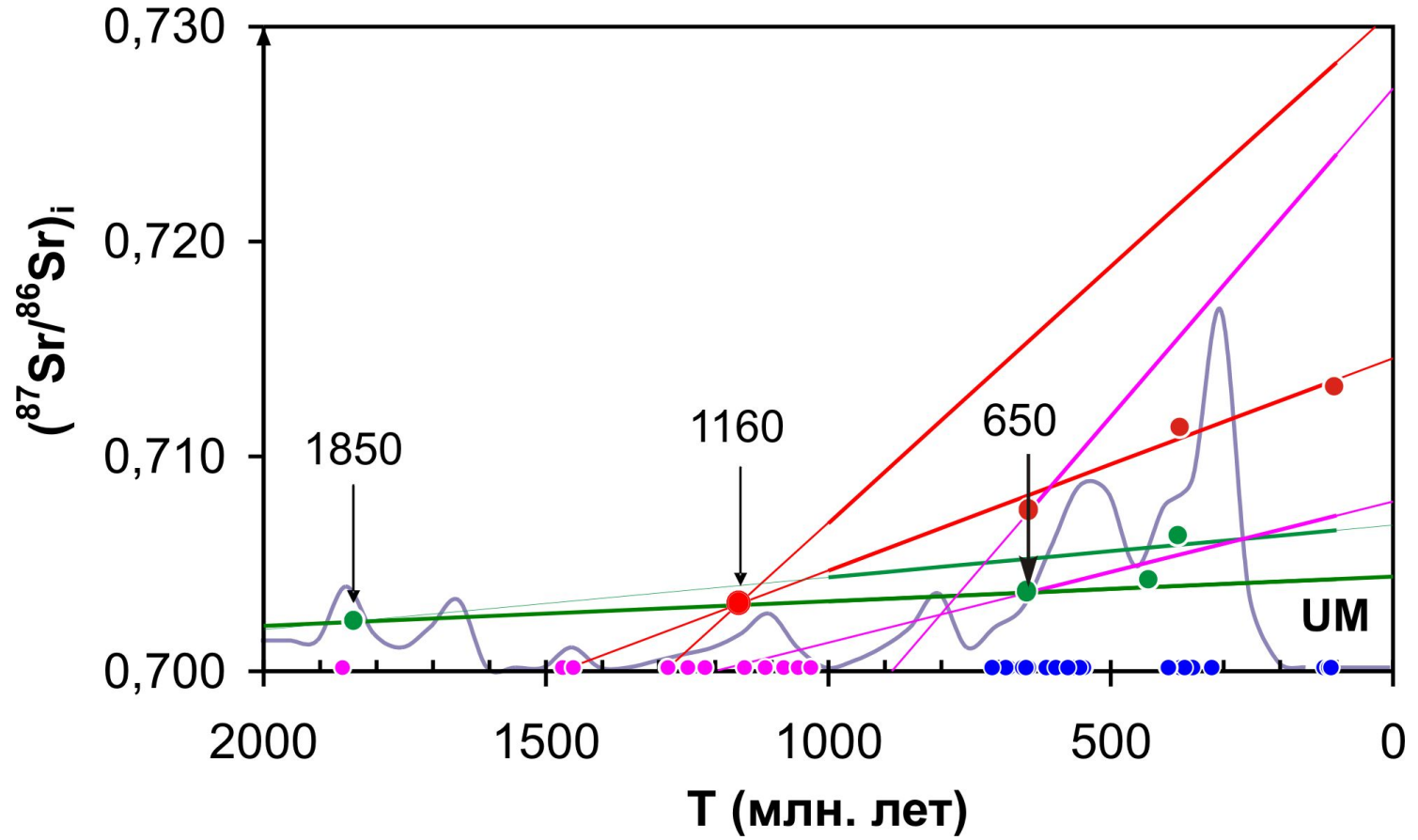
Диаграмма $\epsilon_{UR}(Sr) - \epsilon_{CHUR}(Nd)$



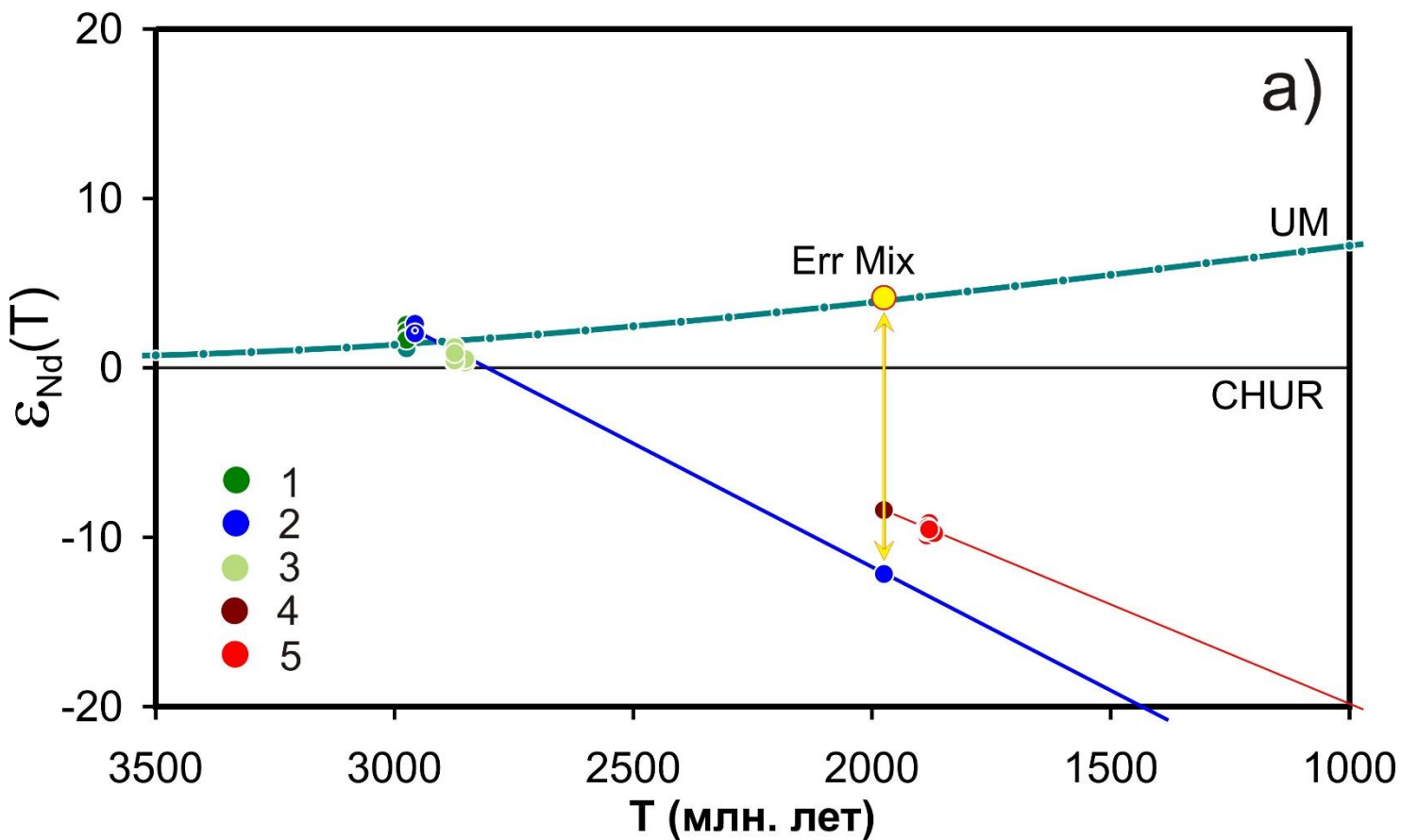
Пример



Пример



Пример



Пример

