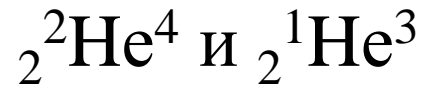


Геохимия изотопов

Изотопы – атомы с одним и тем же числом протонов, но с разным числом нейтронов.



Z – постоянно, N и A – переменны

Изотóпы - от греч. *ισος* — «равный», «одинаковый», и *τόπος* — «место». Название связано с тем, что изотопы находятся в одном и том же месте (в одной клетке) таблицы Д.И. Менделеева.

Изотоны - атомы с одним и тем же числом нейтронов, но с разным числом протонов.

Изобары – атомы с одинаковым массовым числом, но с разным числом нейтронов и протонов.

Впервые возможность колебаний изотопного состава подтверждена английскими физиками Бриско и Робинсоном в 1925г.

Фрагмент таблицы известных нуклидов

p →	1	2																	
n ↓	H	He	3	4															
0	¹ H	² He	Li	Be	5	6													
1	² D	³ He	⁴ Li	⁵ Be	B	C	7												
2	³ T	⁴ He	⁵ Li	⁶ Be	⁷ B	⁸ C	N	8											
3	⁴ H	⁵ He	⁶ Li	⁷ Be	⁸ B	⁹ C	¹⁰ N	O	9	10									
4	⁵ H	⁶ He	⁷ Li	⁸ Be	⁹ B	¹⁰ C	¹¹ N	¹² O	F	Ne									
5	⁶ H	⁷ He	⁸ Li	⁹ Be	¹⁰ B	¹¹ C	¹² N	¹³ O	¹⁴ F	¹⁵ Ne	11								
6	⁷ H	⁸ He	⁹ Li	¹⁰ Be	¹¹ B	¹² C	¹³ N	¹⁴ O	¹⁵ F	¹⁶ Ne	Na	12	13	14					
7	⁹ He	¹⁰ Li	¹¹ Be	¹² B	¹³ C	¹⁴ N	¹⁵ O	¹⁶ F	¹⁷ Ne	¹⁸ Na	Mg	Al	Si	15					

Период полураспада (пример: Gd)

¹⁴⁵ Gd	Нестабильный (менее суток)
¹⁴⁶ Gd	1—10 дней
¹⁴⁹ Gd	10—100 дней
¹⁵³ Gd	100 дней — 10 лет
¹⁴⁸ Gd	10—10 000 лет
¹⁵⁰ Gd	10 тыс.—700 млн. лет
¹⁵² Gd	>700 млн. лет (природный радиоактивный)
¹⁵⁸ Gd	Стабильный

Эта **таблица нуклидов** в полном виде содержит все известные науке нуклиды химических элементов. Количество протонов (атомный номер) увеличивается слева направо, а нейтронов — сверху вниз, то есть вертикальные столбцы включают все изотопы химического элемента, а горизонтальные строки — его изотопы.

Период полураспада нуклида показан цветом его ячейки (смотрите пример гадолиния).

Интересный факт: не существует стабильных или хотя бы долгоживущих нуклидов с массовыми числами 5 и 8

Сейчас известно **276 стабильных изотопов**, причем стабильные изотопы встречаются только у элементов с атомным номером $Z \leq 83$ (Bi). **Число нестабильных изотопов превышает 2000**, подавляющее большинство их получено искусственным путем в результате осуществления различных ядерных реакций. **Число радиоактивных изотопов у многих элементов очень велико и может превышать два десятка. Число стабильных изотопов существенно меньше.** Некоторые химические элементы состоят лишь из одного стабильного изотопа (Be, F, Na, Al, P, Mn, Au и ряд других элементов). Наибольшее число стабильных изотопов – 10 обнаружено у олова, у Fe, например, их 4, у Hg – 7.

Число стабильных изотопов у элементов от H до Bi

Число ста- бильных изо- топов у эле- мента	Элементы	Число элементов	Общее число изотопов
1	${}^4\text{Be}^9, {}^9\text{F}^{19}, {}^{11}\text{Na}^{23}, {}^{13}\text{Al}^{27}, {}^{15}\text{P}^{31}, {}^{21}\text{Sc}^{45}, {}^{23}\text{V}^{51}, {}^{25}\text{Mn}^{55}, {}^{27}\text{Co}^{59}, {}^{33}\text{As}^{75}, {}^{39}\text{Y}^{89}, {}^{41}\text{Nb}^{93}, {}^{45}\text{Rh}^{103},$ ${}^{53}\text{I}^{127}, {}^{55}\text{Cs}^{133}, {}^{57}\text{La}^{139}, {}^{59}\text{Pr}^{141}, {}^{65}\text{Tb}^{159}, {}^{67}\text{Ho}^{165}, {}^{69}\text{Tm}^{169}, {}^{71}\text{Lu}^{175}, {}^{75}\text{Ta}^{181}, {}^{79}\text{Au}^{197}, {}^{83}\text{Bi}^{209}$	24	24
2	${}^1\text{H}^1, {}^2, {}^2\text{H}^3, {}^4, {}^3\text{Li}^6, {}^7, {}^5\text{B}^{10}, {}^{11}, {}^6\text{C}^{12}, {}^{13}, {}^7\text{N}^{14}, {}^{15}, {}^{17}\text{Cl}^{35}, {}^{37}, {}^{19}\text{K}^{39}, {}^{41}, {}^{29}\text{Cu}^{63}, {}^{65}, {}^{31}\text{Ga}^{61}, {}^{71},$ ${}^{35}\text{Br}^{79}, {}^{81}, {}^{37}\text{Rb}^{85}, {}^{87}, {}^{47}\text{Ag}^{107}, {}^{109}, {}^{49}\text{In}^{113}, {}^{115}, {}^{51}\text{Sb}^{121}, {}^{123}, {}^{63}\text{Eu}^{151}, {}^{153},$ ${}^{76}\text{Re}^{185}, {}^{187}, {}^{77}\text{Ir}^{191}, {}^{193}, {}^{81}\text{Tl}^{203}, {}^{205}$	19	38
3	${}^8\text{O}^{16}, {}^{17}, {}^{18}, {}^{10}\text{Ne}^{20}, {}^{21}, {}^{22}, {}^{12}\text{Mg}^{24}, {}^{25}, {}^{26}, {}^{14}\text{Si}^{28}, {}^{29}, {}^{30}, {}^{16}\text{Ar}^{36}, {}^{38}, {}^{40}, {}^{58}\text{Ce}^{138}, {}^{140}, {}^{142}$	6	18
4	${}^{16}\text{S}^{32}, {}^{33}, {}^{34}, {}^{36}, {}^{24}\text{Cr}^{50}, {}^{52}, {}^{53}, {}^{54}, {}^{26}\text{Fe}^{54}, {}^{56}, {}^{57}, {}^{58}, {}^{38}\text{Sr}^{84}, {}^{86}, {}^{87}, {}^{88}, {}^{82}\text{Pb}^{204}, {}^{206}, {}^{207}, {}^{208}$	5	20
5	${}^{22}\text{Ti}^{46-50}, {}^{28}\text{Ni}^{58}, {}^{60}, {}^{61}, {}^{62}, {}^{64}, {}^{30}\text{Zn}^{64}, {}^{66}, {}^{67}, {}^{68}, {}^{70}, {}^{32}\text{Ge}^{70}, {}^{72}, {}^{73}, {}^{74}, {}^{76},$ ${}^{40}\text{Zr}^{90}, {}^{91}, {}^{92}, {}^{94}, {}^{96}, {}^{74}\text{W}^{180}, {}^{182}, {}^{183}, {}^{184}, {}^{186}$	6	30
6	${}^{20}\text{Ca}^{40}, {}^{42}, {}^{43}, {}^{44}, {}^{46}, {}^{48}, {}^{34}\text{Se}^{74}, {}^{76}, {}^{77}, {}^{78}, {}^{80}, {}^{82}, {}^{36}\text{Kr}^{78}, {}^{80}, {}^{82}, {}^{83}, {}^{84}, {}^{86},$ ${}^{46}\text{Pd}^{102}, {}^{104}, {}^{105}, {}^{106}, {}^{108}, {}^{110}, {}^{68}\text{Er}^{162}, {}^{164}, {}^{166}, {}^{167}, {}^{168}, {}^{170},$ ${}^{72}\text{Hf}^{174}, {}^{176}, {}^{177}, {}^{178}, {}^{179}, {}^{180}, {}^{78}\text{Pt}^{190}, {}^{192}, {}^{194}, {}^{195}, {}^{196}, {}^{198}$	7	42
7	${}^{42}\text{Mo}^{92}, {}^{94-98}, {}^{100}, {}^{44}\text{Ru}^{96}, {}^{98-102}, {}^{104}, {}^{52}\text{Te}^{120}, {}^{122}, {}^{124-126}, {}^{128}, {}^{130}, {}^{56}\text{Ba}^{130}, {}^{132}, {}^{134-138},$ ${}^{60}\text{Nd}^{142-146}, {}^{148}, {}^{150}, {}^{62}\text{Sm}^{144}, {}^{147-150}, {}^{152}, {}^{154}, {}^{64}\text{Gd}^{152}, {}^{154-158}, {}^{160}, {}^{66}\text{Dy}^{156}, {}^{158}, {}^{160-164},$ ${}^{70}\text{Yb}^{168}, {}^{170-174}, {}^{176}, {}^{76}\text{Os}^{184}, {}^{186-190}, {}^{192}, {}^{80}\text{Hg}^{196}, {}^{198-202}, {}^{204}$	11	77
8	${}^{48}\text{Cd}^{106}, {}^{108}, {}^{110-114}, {}^{116}$	1	8
9	${}^{54}\text{Xe}^{124}, {}^{126}, {}^{128-132}, {}^{134}, {}^{136}$	1	9
10	${}^{50}\text{Sn}^{112}, {}^{114-120}, {}^{122}, {}^{124}$	1	10
	Σ	81	276

Области применения изотопов

1. Определение возраста минералов, горных пород и формаций
2. Изучение происхождения вещества
3. Изучение эволюции вещества
4. Другие направления (меченые атомы, оценка техногенного воздействия и др.)

Для **определения возраста** обычно используют изотопные отношения U-Pb, K-Ar, Rb-Sr, Nd-Sm, Xe-Xe.

Для **решения вопросов генезиса** могут использоваться разные изотопы, но наиболее часто используют H, C, N, O, S. Например, так было установлено биогенное происхождение шунгита.

Sr^{86}/Sr^{87} – применяется для оценки глубины формирования магмы (мантия, нижняя кора, верхняя кора)



Изотопные технологии находят **широкое применение в медицине.**

Так в США, согласно статистическим данным, проводится более 36 тыс. медицинских процедур в день и около 100 млн. лабораторных тестов с использованием изотопов.

Наиболее распространены процедуры, связанные с **компьютерной томографией**. Изотоп углерода C^{13} , обогащенный до 99% (природное содержание около 1%), активно используется в так называемом «диагностическом контроле дыхания». Суть теста очень проста. Обогащенный изотоп вводится в пищу пациента и после участия в процессе обмена веществ в различных органах тела выделяется в виде выдыхаемого пациентом углекислого газа CO_2 , который собирается и анализируется с помощью спектрометра. Различие в скоростях процессов, связанных с выделением различных количеств углекислого газа, помеченных изотопом C^{13} , позволяют судить о состоянии различных органов пациента.

Радиоактивные изотопы **широко используются для лечения раковых заболеваний.**

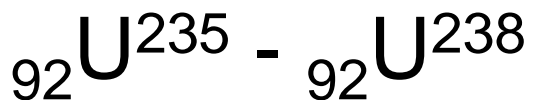
Разделение изотопов

В ходе геохимических процессов происходит разделение изотопов.

Причины разделения изотопов:

1. **Диффузия** (Скорость диффузии не сквозь твёрдые материалы в три раза выше, чем у воздуха, и приблизительно на 65 % выше, чем у водорода. Проникает сквозь кв. стекло)
2. **Испарение**
3. **Дистилляция** (лат. *distillatio* — стекание каплями — перегонка, испарение жидкости с последующим охлаждением и конденсацией паров).
4. **Кристаллизация**
5. **Биохимические процессы**

Наиболее ярко фракционирование изотопов наблюдается для легких элементов, так как для легких ядер наиболее ярко сказывается появление каждого нового нейтрона.



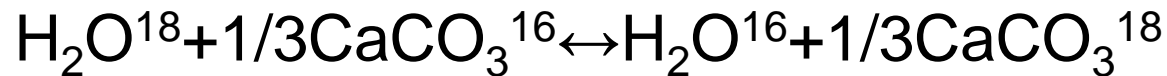
В настоящее время известно, что даже добавление 1 нейтрона к атому может существенно уменьшить скорость химической реакции

Для анализа в изотопной геохимии принято использовать коэффициенты разделения: α , Δ , δ .

α – коэффициент разделения – отношение содержаний любых двух изотопов в одном химическом соединении А к содержаниям соответствующих изотопов в другом химическом соединении В:

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B;$$

Например, коэффициент разделения изотопов O^{18} и O^{16} между водой и $CaCO_3$ согласно реакции:



выражается в виде:

$$\alpha_{CaCO_3-H_2O} = \frac{(O^{18} / O^{16})_{CaCO_3}}{(O^{18} / O^{16})_{H_2O}} = 1.031 \quad \text{при } 25 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Обычно значение α близко к 1, например 1,00X, поэтому коэффициент разделения принято писать в виде Δ – величин, т.е. значения X в промилле (‰).

‰ – Промилле (от лат. *pro mille*, букв. «к тысяче») — одна тысячная доля, 1/10%. Обозначается дробью «0 делить на 00» (‰). Обычно используется для обозначения доли чего-либо по отношению к целому.

Так,

$$1 \text{ ‰} = 1/1000 = 0,001 = 0,1 \text{ ‰}$$

$$0 \text{ ‰} = 0$$

$$0,07 \text{ ‰} = 0,00007$$

$$30 \text{ ‰} = 0,03$$

$$45,1 \text{ ‰} = 0,0451$$

$$1000 \text{ ‰} = 1$$

$$2000 \text{ ‰} = 2$$

$$10 \text{ ‰} = 1 \text{ ‰}$$

Величина в промилле от массы, выраженной в килограммах, эквивалентна массе в граммах. От массы в тоннах — килограммам.

Значения α и Δ связаны между собой выражением:

$$\Delta_{A-B} = (R_A/R_B - 1) * 10^3 = (\alpha - 1) * 10^3, \text{‰}$$

ИЗОТОПНЫЕ СТАНДАРТЫ

Для расчета α и Δ обычно используют стандарты.

Стандарты, используемые при изотопном анализе Н, С, О и S

Элемент	стандарт	Обозначение
Н	Стандартная среднеокеаническая вода	SMOW
С	Belemnitella Americana из формации PD, Южная Каролина, США	PDB
О	Стандартная среднеокеаническая вода	SMOW
S	Троилит из железного метеорита «Каньон Дьябло»	CD

Изотопный состав двух соединений А и В, проанализированных в лаборатории, выражается значениями, ‰:

$$\delta_A = (R_A/R_{st} - 1) \cdot 10^3;$$

$$\delta_B = (R_B/R_{st} - 1) \cdot 10^3,$$

где R_{st} - известное изотопное отношение в стандартном образце

Значение δ связано с α и Δ следующим образом:

$$\alpha_{A-B} = \frac{\delta_A / 10^3 + 1}{\delta_B / 10^3 + 1} = \frac{\delta_A + 10^3}{\delta_B + 10^3}$$

$$\Delta_{A-B} = \left(\frac{\delta_A + 10^3}{\delta_B + 10^3} - 1 \right) \cdot 10^3 \text{ ‰}$$

Приблизительные значения Δ – это разница величин δ

$$\delta_A - \delta_B \approx \Delta_{A-B} \approx 10^3 \ln \alpha_{A-B}$$

Некоторые общие закономерности геохимии стабильных изотопов

1. Ощутимое фракционирование в соответствии с большой относительной разницей масс наблюдается особенно хорошо у элементов с $Z \leq 40$ ($\leq Zr$).
2. У элементов, образующих твердые, жидкие и газообразные соединения, тяжелые изотопы обычно накапливаются в твердой фазе, а также в молекулах, где элементы находятся в наиболее окисленном состоянии
3. В большинстве биологических систем легкие изотопы обычно накапливаются в продуктах реакции, например фотосинтеза.
4. Существует корреляция отношений между стабильными и радиогенными изотопами.

Зависимость между распространением элемента и количеством протонов

1. Распространенность элементов с четным Z в общем более высокая, чем у элементов с нечетным Z .

Эта закономерность носит название ***правила Оддо - Гаркинса***:
распространенность нечетного элемента всегда более низкая, чем распространенность соседнего четного.

2. Кривая распространности имеет неравномерный характер с резко выраженными \max и \min . Максимумы распространения характерны для $Z=2$ (He), $Z=8$ (O), $Z=20$ (Ca), $Z=40$ (Zr). Повышенная распространность элемента с четным Z **обычно** сопровождается повышенной распространением соседнего элемента с нечетным Z .

Элементы, дающие резкие пики вверх, относятся к элементам **избыточным** (по А.Е. Ферсману).

Отчетливые минимумы характерны для $Z=3\div 5$ (Li, Be, B), для $Z=9$ (F), для $Z=21$ (Sc). **Эти элементы относят к недостаточным**

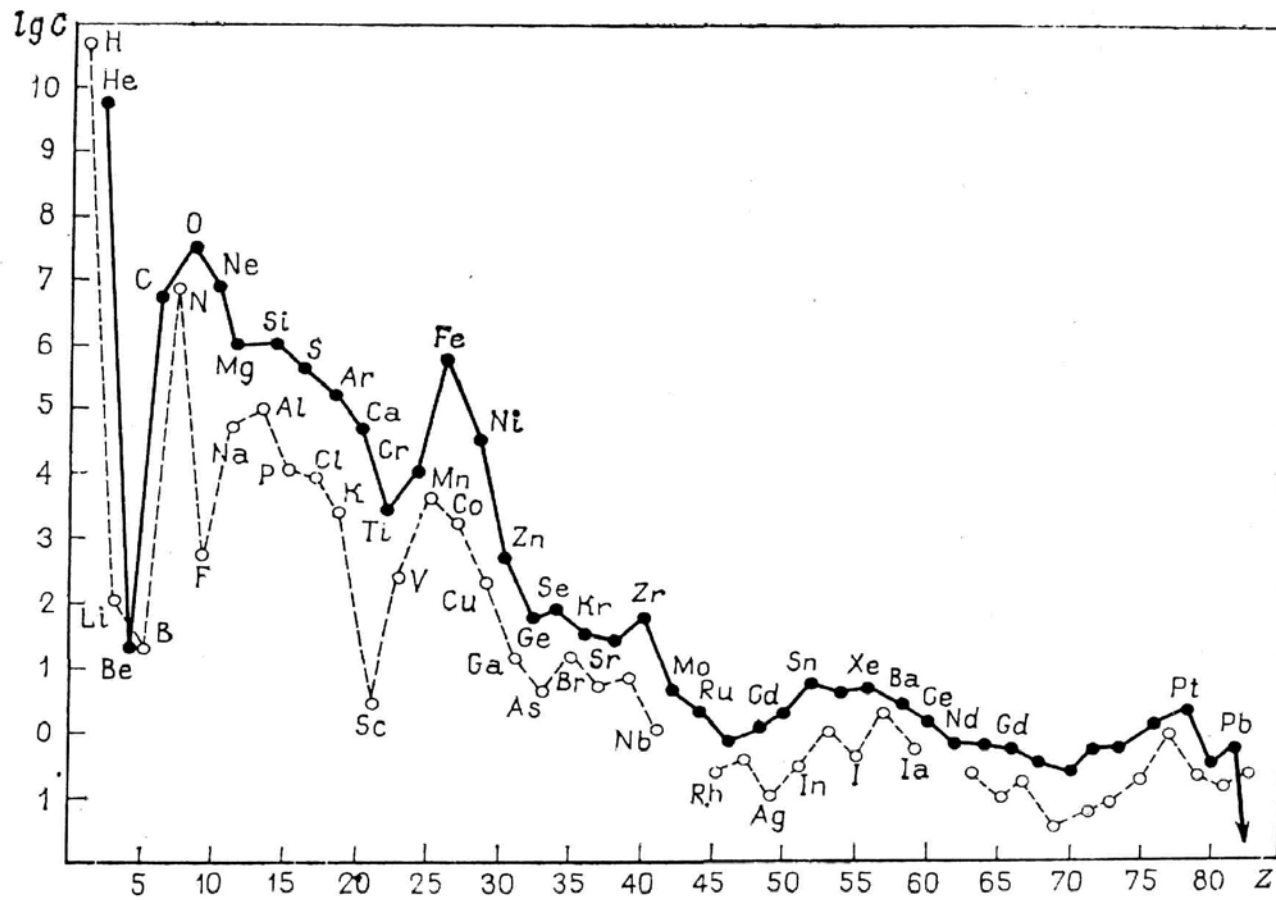


Рис. 39. Зависимость между галактическим распространением элементов ($\lg C$) и порядковым номером Z

3. Распространенность изотопов с $Z < 28$ резко преобладает над распространенностью остальных более тяжелых элементов. Исключение - Li, Be, B. Наиболее распространены в нашей галактике H и He. Для Земли характерен дефицит H, He и Ne и значительное преобладание Na, K, Al по сравнению с галактикой в целом.

ИЗОТОПИЯ ВОДЫ

Вследствие многообразия процессов фракционирования **Н** обнаруживает наибольшие вариации изотопного состава, достигающие в земных образцах 700‰.

По сравнению с морской водой, **ювенильные воды**, изверженные, метаморфические и осадочные породы в массе своей **обеднены D^2 и обогащены тяжелым O^{18}** .

Метеорные воды по сравнению с водой океанов **обеднены и O^{18} и D^2** .

В большинстве вод горячих источников содержание D^2 такое же, как в местных метеорных водах, но они обогащены O^{18} за счет изотопного обмена с вмещающими породами при повышенных температурах.

Фракционирование изотопов воды в атмосферном цикле

При **испарении воды** с поверхности океана **пары ее обогащаются ^1H и O^{16}** , так как упругость паров H_2O^{16} больше, чем HDO и H_2O^{18} . Коэффициент фракционирования при испарении воды в равновесных условиях при $25\text{ }^\circ\text{C}$ составляет 1,0092 для O^{18} и 1,074 D.

В природных условиях изотопный состав паров воды более легкий, чем должен быть согласно теоретическим расчетам. Это объясняется **кинетическим эффектом**. Пар, поднимающийся с поверхности океана, охлаждается и рано или поздно превращается в дождь. В процессе образования капель он раз за разом обедняется тяжелыми изотопами, так как жидкая фаза (дождь) обогащается O^{18} и D. Таким образом, **по мере движения воздушных масс к полюсам и их охлаждения каждый новый дождь будет содержать O^{18} и D меньше, чем предыдущий.**

Разделение изотопов организмами

Многие организмы разделяют изотопы легких элементов.

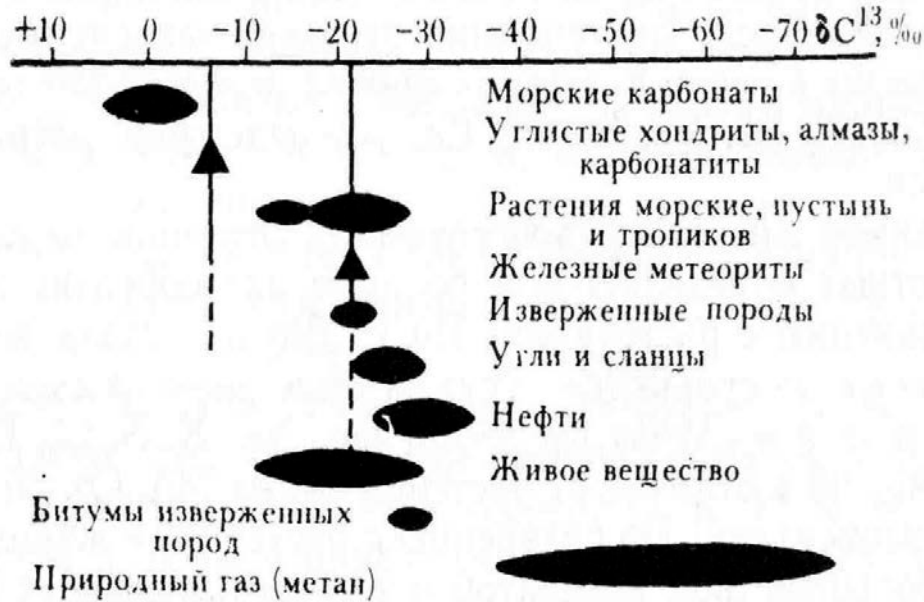


Рис. 66. Распределение изотопов углерода между земными объектами и метеоритами (по А. И. Тугаринову)

При фотосинтезе растения **отдают предпочтение легкому изотопу C^{12}** , поэтому **в организмах и их производных содержание тяжелого изотопа C^{13} понижено**, а в CO_2 и в морских карбонатах – **повышено**. При **повышенном содержании C^{13} δC^{13} положительная**, при **пониженном – отрицательная**.

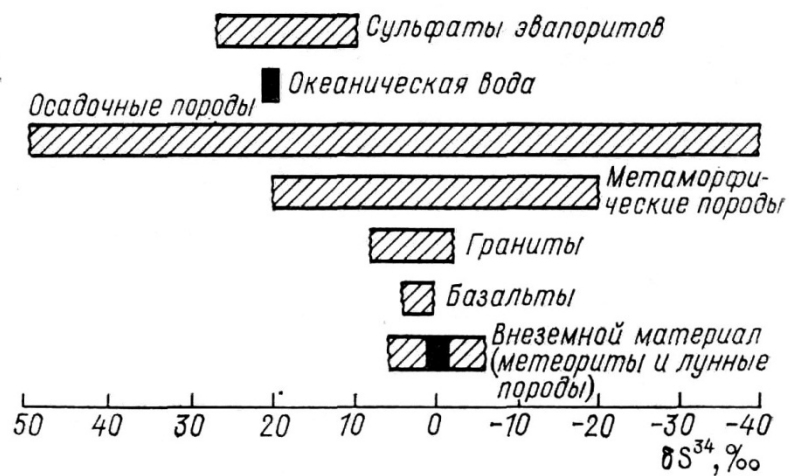
Соотношение S^{34}/S^{32} также колеблется весьма существенно.

Установлено, что микроорганизмы, восстанавливающие сульфаты, накапливают легкий изотоп S^{32} , поэтому в осадочных сульфидах его больше.

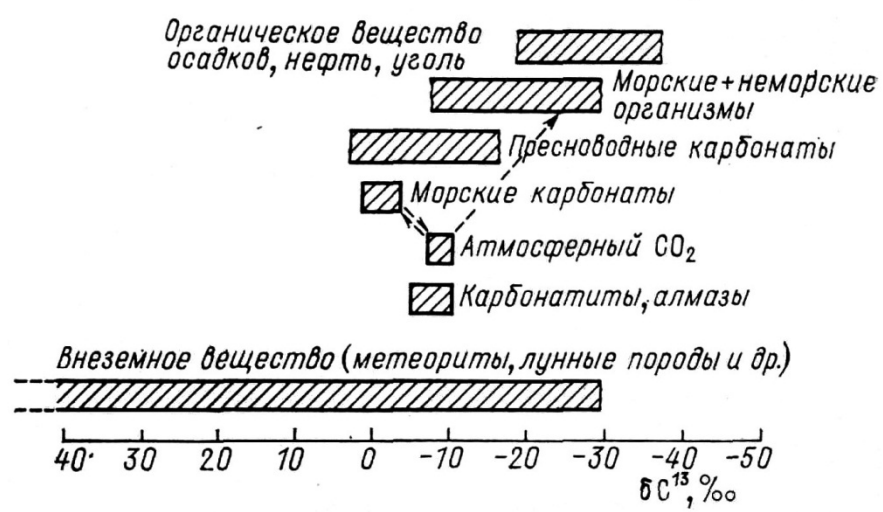


Рис. 67. Распределение изотопов серы между земными объектами и метеоритами (по А. И. Тугаринову)

Серя морской воды (эвапоритов), напротив, тяжелая. Изучение S^{34}/S^{32} в сульфидах позволяет установить генезис серы гидротермальных и других сульфидных месторождений. Для многих из них доказан осадочный, а не магматический источник S.



5.2. Отношение S^{34}/S^{32} в некоторых геологически важных объектах (δS^{34} относительно троилита) [Хёфс И., 1983].



5.3. Отношение C^{13}/C^{12} в наиболее распространенных соединениях углерода (δC^{13} относительно PDB) [Хёфс И., 1983].

Использование изотопов для решения

геологических задач

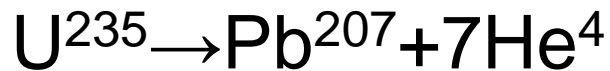
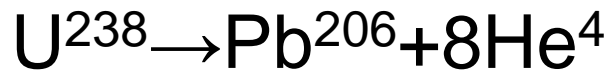
1. Определение возраста (изотопная геохронология).

Появление изотопной геохронологии изменило наши представления о формировании и развитии Земли, о длительности геологических процессов. **Еще сто лет назад, опираясь на наиболее авторитетные вычисления Жана Луи Леклерка де Бюффона, отводили всей геологической истории 181 000 лет.** И. Кант определял возраст Земли в несколько миллионов лет.

Изотопные методы определения возраста:

1. U-Th-Pb
2. Pb-Pb
3. K-Ar
4. K-Ca
5. Rb-Sr
6. Sm-Nd
7. Re-Os
8. Xe-Xe
9. Другие методы

1. Уран-торий-свинцовый изотопный метод



Возраст может быть вычислен по 4 изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$.

Возраст рассчитывается исходя из следующих формул:

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} \cdot t} - 1);$$

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} \cdot t} - 1);$$

$^{208}\text{Pb} = ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} \cdot t} - 1)$, где e -основание натурального логарифма, λ – постоянная распада, t - возраст.

Уран-торий-свинцовый изотопный метод

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \cdot \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)} = \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}} = \frac{1}{137,7} \cdot \frac{(e^{\lambda_{235}t} - 1)}{(e^{\lambda_{238}t} - 1)}$$

	${}^{238}\text{U}$	${}^{235}\text{U}$	${}^{232}\text{Th}$
$\lambda, \text{лет}^{-1}$	$1,55125 \cdot 10^{-10}$	$9,8435 \cdot 10^{-10}$	$4,9475 \cdot 10^{-11}$
$T_{1/2}, \text{лет}$	$4,51 \cdot 10^9$	$7,07 \cdot 10^8$	$1,41 \cdot 10^{10}$

В большинстве случаев U-Th-Pb изотопный метод дает расходящиеся значения по разным изотопам, что связано с миграцией исходных и дочерних изотопов.

Применяется для оценки древних возрастов.

Ряды распада

Ряд урана-238

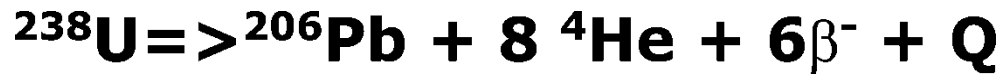
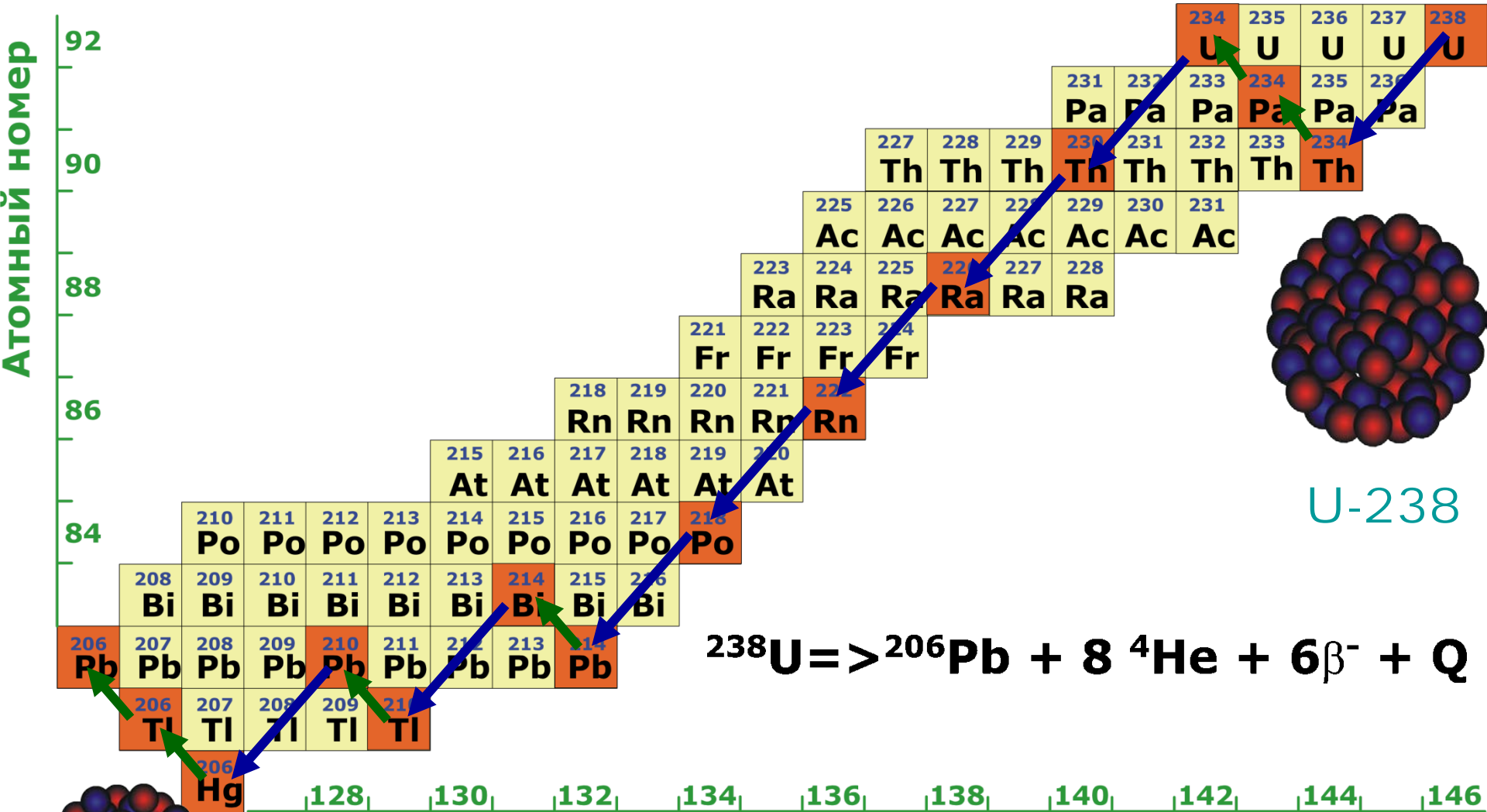
Ряд	$^{238}\text{U}_{92} \xrightarrow{\alpha} ^{234}\text{Th}_{90} \xrightarrow{\beta} ^{234}\text{Pa}_{91} \xrightarrow{\beta} ^{234}\text{U}_{92} \xrightarrow{\alpha} ^{230}\text{Th}_{90} \xrightarrow{\alpha} ^{226}\text{Ra}_{88} \xrightarrow{\alpha} ^{222}\text{Rn}_{86} \xrightarrow{\alpha} \dots ^{206}\text{Pb}_{82} + 8 \text{ } ^4\text{He}_2$
$T_{1/2}$	4,5·10 ⁹ л 24 сут 6,7 ч 2,48·10 ⁵ л 8·10 ⁴ л 1602 г 3,825 сут стабильные

Ряд тория-232

Ряд	$^{232}\text{Th}_{90} \xrightarrow{\alpha} ^{228}\text{Ra} \xrightarrow{\beta} ^{228}\text{Ac} \xrightarrow{\beta} ^{228}\text{Th} \xrightarrow{\alpha} ^{224}\text{Ra} \xrightarrow{\alpha} ^{220}\text{Rn} \xrightarrow{\alpha} \dots ^{208}\text{Pb}_{82} + 6 \text{ } ^4\text{He}_2$
$T_{1/2}$	1,4·10 ¹⁰ л 5,75 л 6,13 ч 1,9 л 3,6 сут 4,5 сек стабильные

Конечными стабильными продуктами всех трех рядов являются изотопы свинца: ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , которые носят название радиогенных, в отличие от нерадиогенного изотопа ^{204}Pb . **Радиоактивный распад - явление необратимое.** Поэтому от начала каждого ряда к его концу в целом уменьшаются массовые числа и порядковые номера. Это обеспечивается лишь за счет альфа-распада, так как при бета-распаде порядковый номер увеличивается на единицу, а массовое число не меняется.

U-Th-Pb изотопная система – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ серия



Количество нейтронов

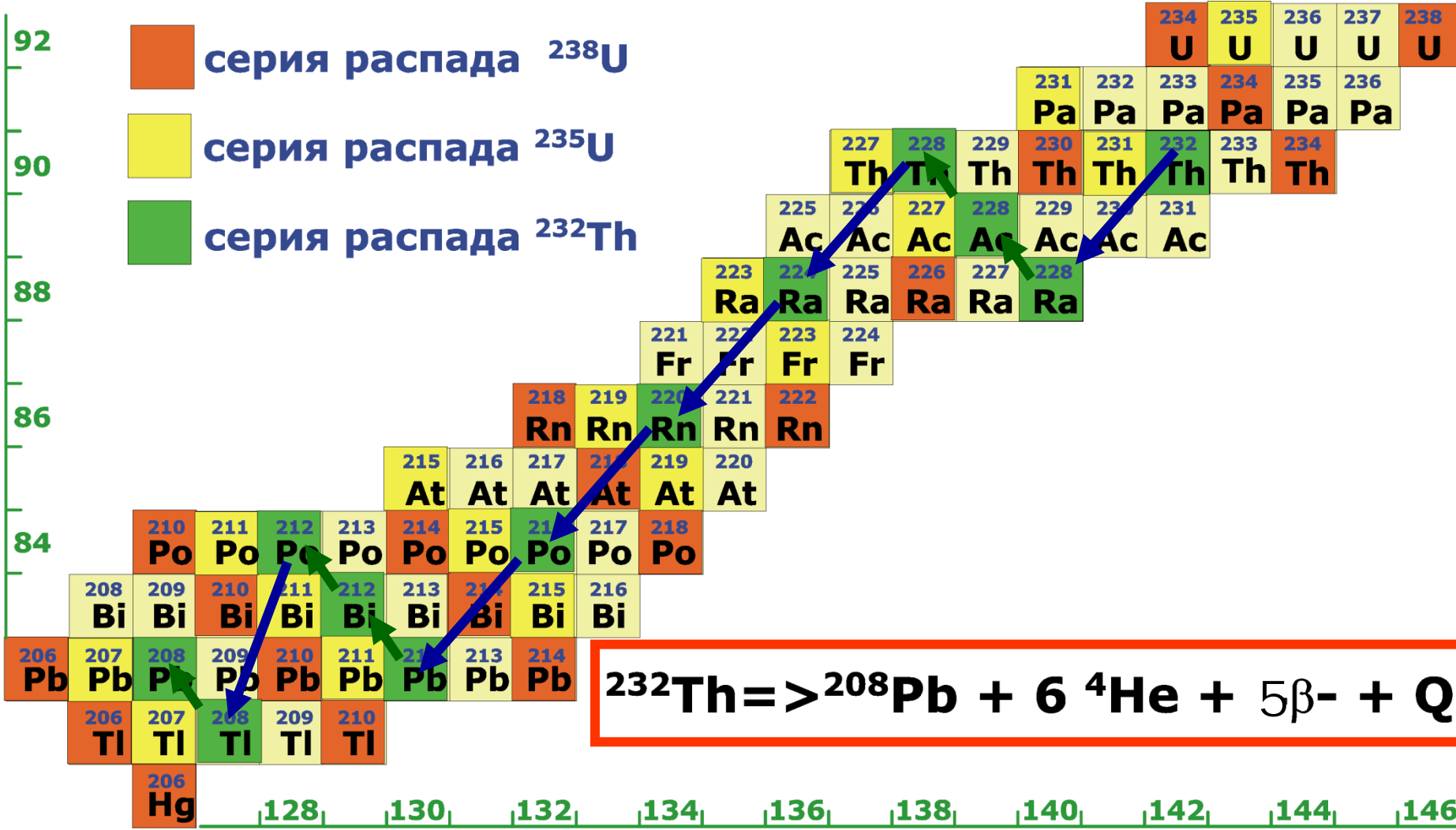
U – уран; Pa – протоактиний; Th – торий; Ac – актиний; Ra – радий; Fr – франций; Rn – родон; At – аstat; Po – полоний; Bi – висмут; Tl – талий; Hg – ртуть; Pb – свинец.

U-Th-Pb изотопная система – $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ серия

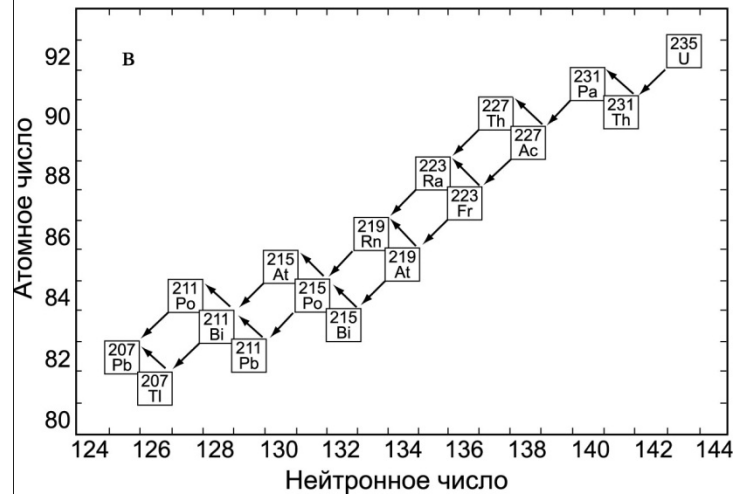
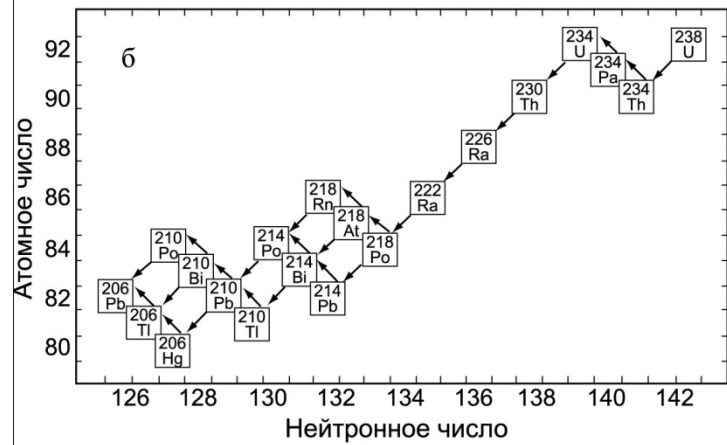
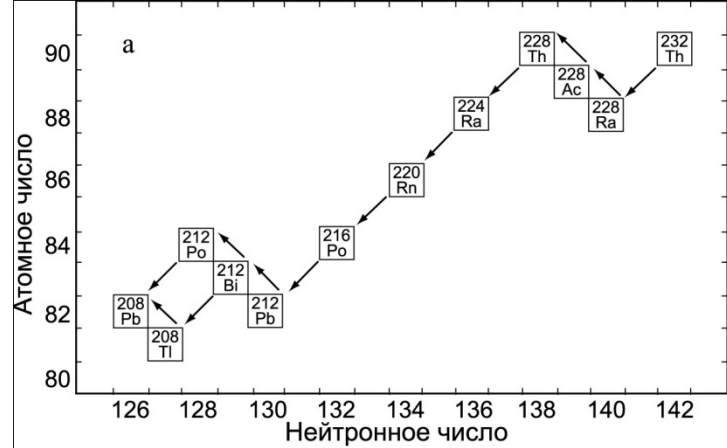


U-Th-Pb изотопная система – $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ серия

АТОМНЫЙ НОМЕР



Количество нейтронов



2. Pb-Pb метод - определение возраста по изотопному составу обычного свинца

Природный свинец состоит из 4 изотопов:

^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb .

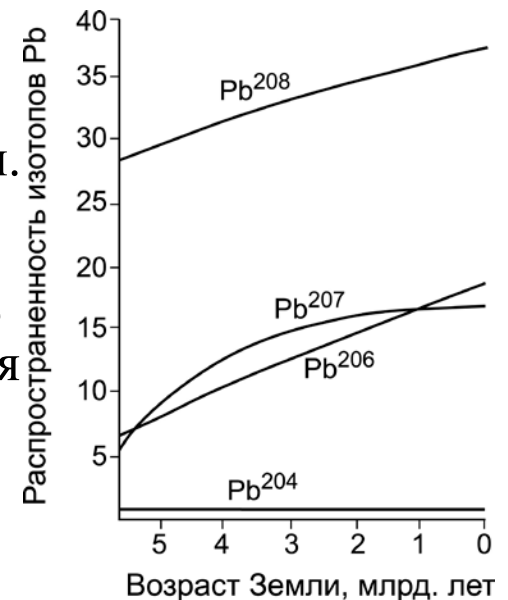
^{204}Pb не связан с радиоактивным распадом.

Для расчета возраста используются различные модели.

Например, модель Холмса-Гаутерманса предполагает, что любой свинец образовался как добавка к первичному свинцу. **Первичный Pb** – это свинец метеоритов. Неопределенность определения возраста связана с принятием изотопного состава первичного свинца.

Модель Рассела-Фарнуара-Камминга основана на предположении, что в недрах Земли, которые являются источником рудного свинца, соотношения Pb:Th:U однотипны (источник однородный). Изменения соотношения происходит только в результате радиоактивного распада.

Применяется для оценки древних возрастов



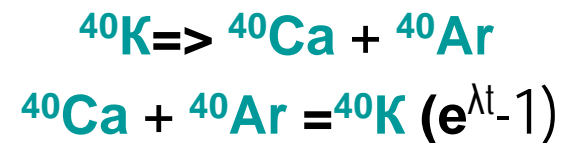
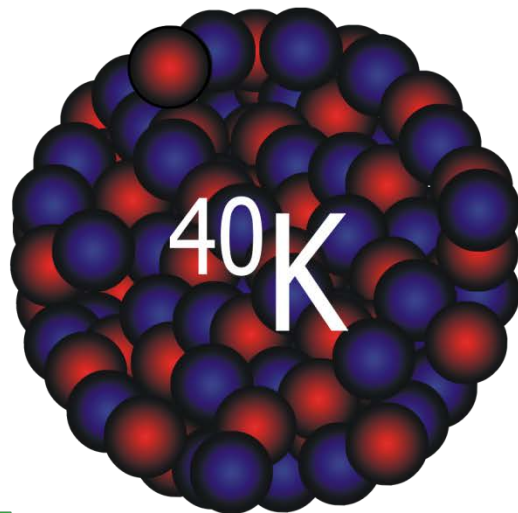
$^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы датирования

K – один из широко распространенных элементов, он входит в состав многих минералов. **K** – 3 изотопа: ^{39}K (93,2581%) , ^{40}K (0,01167%) , ^{41}K (6,7302%), которые в природных условиях не фракционируют, т.е. изотопные отношения во всех **K**-содержащих минералах на Земле одинаковы.

Ar – три изотопа: ^{40}Ar (99,60%), ^{38}Ar (0,063%), ^{36}Ar (0,337%).

Изотоп ^{40}K (19 протонов + 21 нейтрон, $T_{0,5}=1,25 \cdot 10^9$ лет) при позитронном (β^+) радиоактивном распаде (в реакции участвует лишь 0,001% изотопа ^{40}K) переходит в изотоп ^{40}Ar . Изотоп ^{40}Ar образуется также и в результате захвата электрона ($\sim 11,2\%$) изотопами ^{40}K .

Кроме того, изотоп ^{40}K (89,5%) при β^- распаде переходит в изотоп ^{40}Ca .



К-Аг метод

Основан на радиогенном накоплении Аг в калиевых минералах или минералах и породах, содержащих К в виде примеси.

Источник радиогенного Аг – радиоактивный распад $^{40}\text{К}$. Большая часть $^{40}\text{К}$ превращается путем бета-распада в $^{40}\text{Са}$, оставшаяся часть путем электронного захвата переходит в $^{40}\text{Аг}$.

Бета-распад – это переход радиоактивных ядер в стабильное состояние путем превращения избыточных нейтронов в протон с испусканием электрона. При этом формируется β -излучение, представляющее собой поток электронов, образующийся в процессе β – распада.

К-Ar метод

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} = \frac{\lambda_e}{\lambda_e + \lambda_\beta} \left[e^{(\lambda_e + \lambda_\beta) \cdot t} - 1 \right], \quad \text{где } \lambda_e - \text{const электронного захвата } {}^{40}\text{K},$$

$\lambda_\beta - \text{const } \beta - \text{распада, } t - \text{возраст минерала.}$

Вычисление возраста производится по специальным таблицам. Константы распада приняты Международной комиссией по геохронологии:

$$\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$$

$$\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$$

Метод разработан Э.К. Герлингом (г. Ленинград).

Применяется также ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ метод.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методы датирования

Известно, что

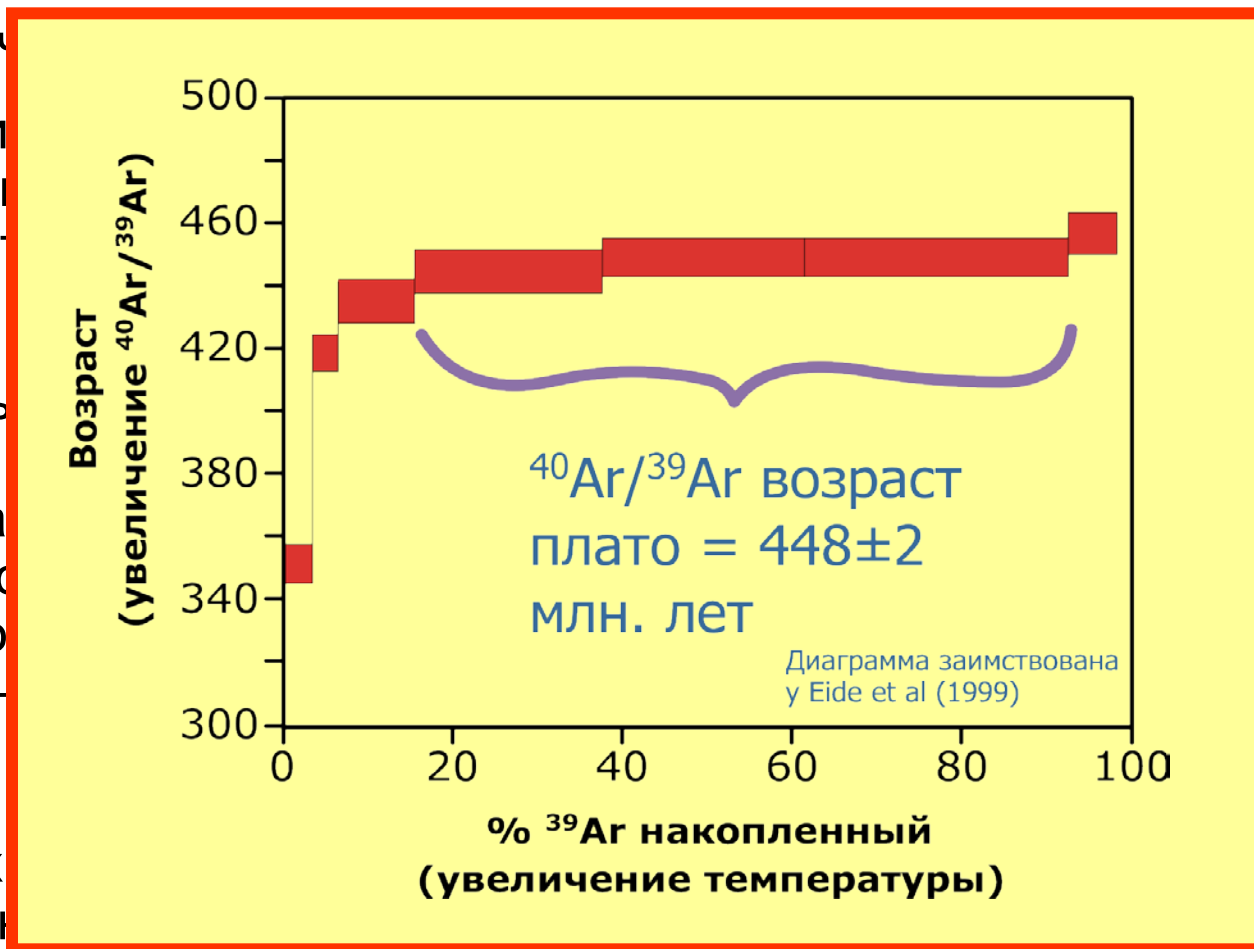
^{39}K – стабильный изотоп калия, не подвергается радиоактивному распаду.

Используя соотношение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, можно рассчитать возраст образца.

Исследования масспектрального анализа экстрагированного аргона (от более чем 1000 ступеней)

На ранних стадиях т.к. на этих стадиях приурочены к выделению аргона из измененных участков минерала.

и аргона из измененных участков минерала.



581 / 0,01167

может быть варительно

но легко

стадии на и аргона

пошаговом и дегазации.

» результаты, тон, черного аргона

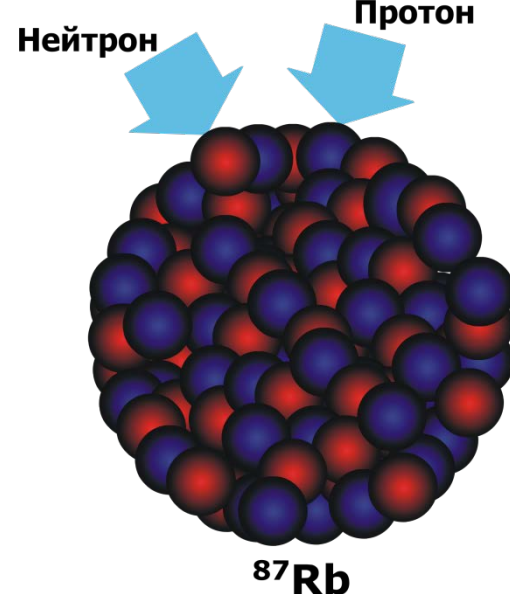
На стадиях высокотемпературного нагрева (вплоть до плавления анализируемого материала) аргон экстрагируется из внутренних частей кристалла(кристаллов).

Rb/Sr методы

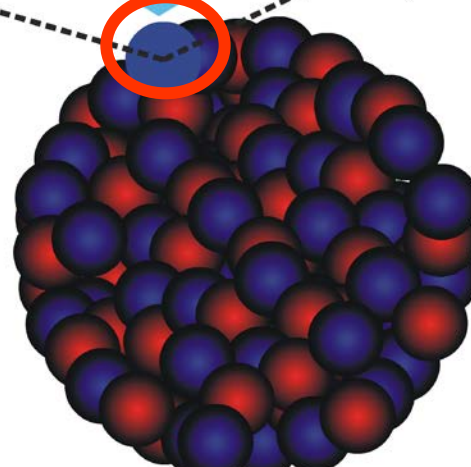
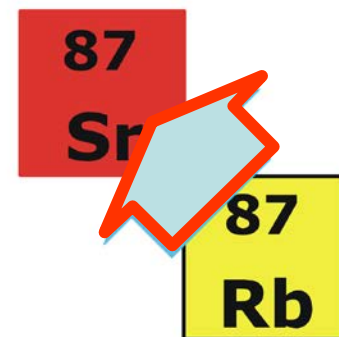
Основан на радиоактивном распаде ^{87}Rb и его превращении в радиогенный ^{87}Sr .

Часть таблицы нуклидов

Количество протонов	38	84 Sr	86 Sr	87 Sr	88 Sr	
	37		85 Rb		87 Rb	
		46	47	48	49	50
		Количество нейтронов				



Нейтрон превращается в протон



^{87}Sr

Один из нейтронов в ядре атома ^{87}Rb излучает (-)заряженную частицу, аналогичную электрону (β^- частицу) и нейтральную частицу (антинейтрино).

В результате этого нейтрон превращается в протон.

Образовавшееся таким образом ядро состоит из 38 протонов и 49 нейтронов, что соответствует ядру ^{87}Sr

Rb-Sr метод

Для вычисления возраста рассчитывают отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в минеральных фракциях и строят график в соответствующих координатах. Точки ложатся на прямую линию - изохрону. Угол между изохроной и осью абсцисс (α) позволяет вычислять возраст

$$\text{tg } \alpha = \frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}} = \frac{^{87}\text{Sr}}{^{87}\text{Rb}}$$

Метод широко используется для определения возраста преимущественно интрузивных пород

^{87}Rb - ^{87}Sr изохроны

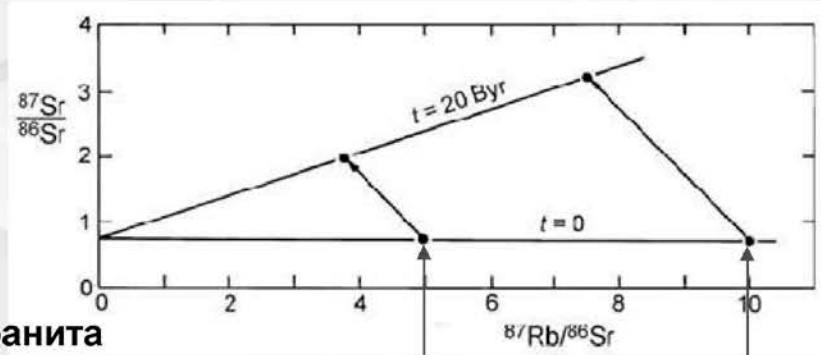
$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_i + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

↑
измеренное

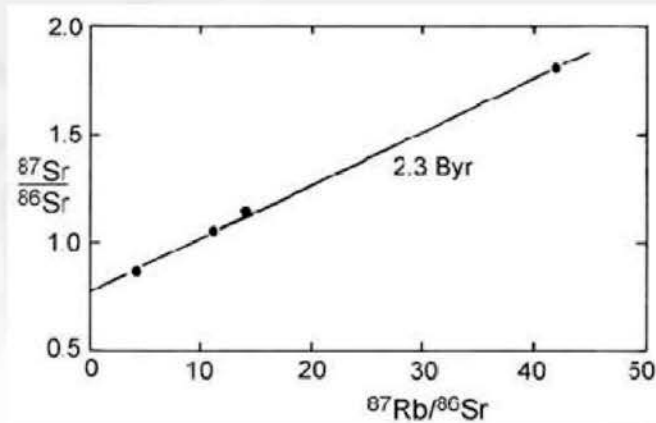
↑
первичное

↑
измеренное

схематическая Rb-Sr изохрона



Rb-Sr изохрона для Бушвельдского гранита



Низкое содержание
[Rb]

Более высокое [Rb]

если $x = ({}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr})_m$

и $y = ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_m$

получаем $y = b + mx$,

где

пересечение

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

наклон

$$m = (\lambda_e / \lambda_d) (e^{-\lambda t} - 1)$$

Nd-Sm метод

Метод разработан в США. Основан на α -распаде ^{147}Sm и превращении его в ^{143}Nd . Радиоактивного изотопа ^{147}Sm в природном Sm 14,97%, ^{143}Nd в естественном Nd – 12,7%.

Возраст вычисляют по формуле:

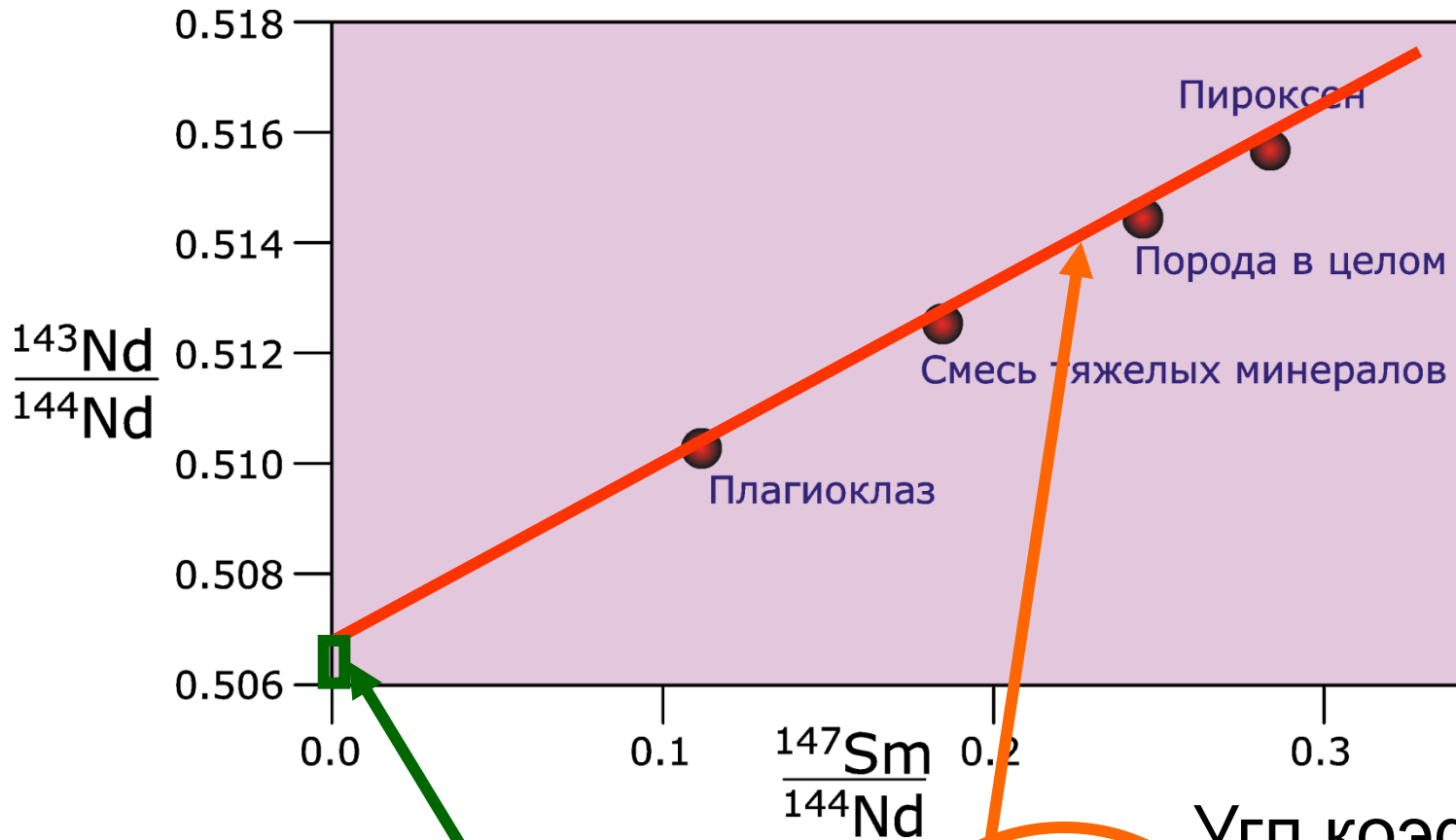
$$\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right] = \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_p + \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1), \quad \text{где } \left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right] \text{ - измеренное}$$

отношение в исследуемой пробе, $\left[\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right]_p$ - первичный

изотопный состав в момент образования минерала, t - возраст минерала, λ - постоянная распада $^{147}\text{Sm} = 6,537 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$. Период полураспада ^{147}Sm очень велик (около $1,06 \times 10^{11}$ лет)

У этого метода есть существенные преимущества перед другими методами. Они в том, что и Nd и Sm близки по геохимическим свойствам и их миграция происходит в одинаковой степени.

Sm/Nd изохрона



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

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i$$

$$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} (e^{\lambda t} - 1)$$

угловой
коэф.

Угл.коэф. = $(e^{\lambda t} - 1)$

В этом уравнении
есть только одно
неизвестное - t

Re-Os метод

Метод основан на распаде ^{187}Re и превращении его в ^{187}Os .

Используется редко из-за низких содержаний Re и Os в минералах и горных породах. Кроме того, скорость распада Re низка, поэтому константа распада определена с небольшой точностью.

Для определения возраста этим методом используется MoS_2 , так как в молибденитах отмечено высокое содержание Re (до 2-3%).

Датирование неравновесными изотопными методами

1. Иониевый метод (^{234}U - ^{230}Th (Io)), (от 10 до 500 тыс.лет), $T_{1/2}^{230}\text{Th} = 80\ 000$ лет
2. Иониево-протактиниевый метод (^{231}Pa)
 $T_{1/2}^{231}\text{Pa} = 32\ 380$ лет
1. Урановый изотопный метод (^{234}U - ^{238}U),
(до 1 млн. лет), $T_{1/2}^{234}\text{U} = 248\ 000$ лет
2. Метод по ^{210}Pb (до 100 лет),
 $T_{1/2}^{210}\text{Pb} = 22$ года

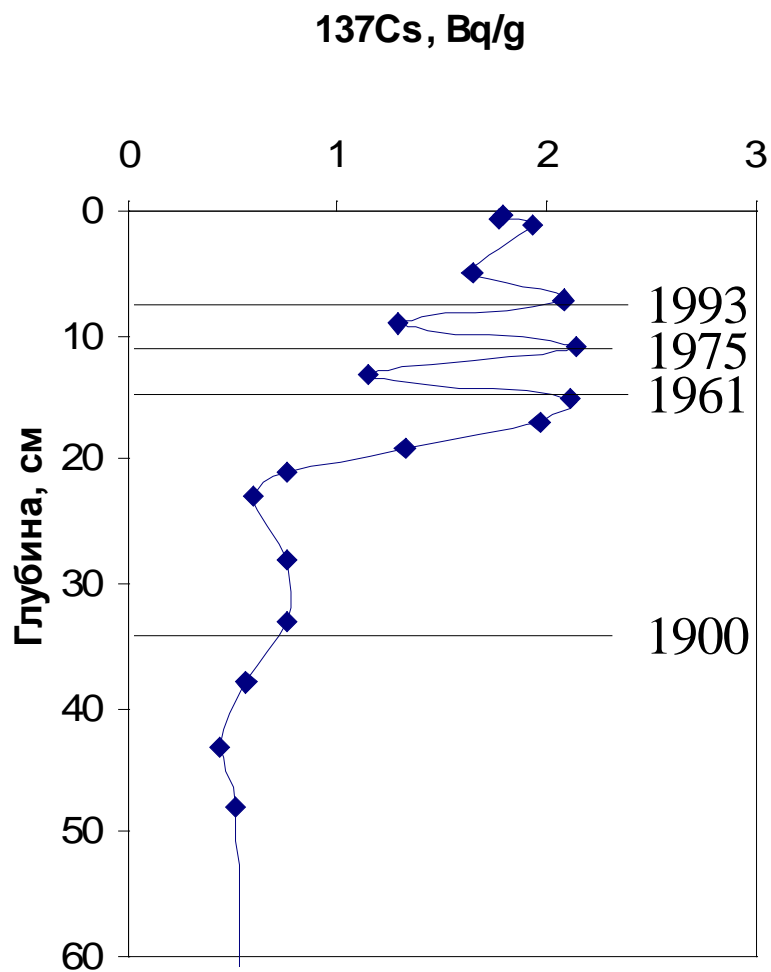
Области применения космогенных радионуклидов

Изотоп	$T_{1/2}$, лет	λ , год ⁻¹	Область применения метода
³ H	12,26	$0,565 \times 10^{-3}$	Датирование вод, мониторинг радиоактивных загрязнений
¹⁰ Be	$1,51 \times 10^6$	$0,462 \times 10^{-6}$	Датирование морских осадков, марганцевых конкреций, ледникового льда, кварца в выходах пород, определение земного возраста метеоритов, исследование петрогенезиса островодужных вулканических пород
¹⁴ C	5730	$0,1209 \times 10^{-3}$	Датирование биогенного углерода, карбоната кальция, определение земного возраста метеоритов
²⁶ Al	$0,716 \times 10^6$	$0,968 \times 10^{-6}$	Датирование морских осадков, марганцевых конкреций, ледникового льда, кварца в выходах пород, определение земного возраста метеоритов
³² Si	276 ± 32	$0,251 \times 10^{-2}$	Датирование биогенного кремнезема, ледникового льда
³⁶ Cl	$0,308 \times 10^6$	$2,25 \times 10^{-6}$	Датирование ледникового льда, времени экспозиции на поверхность горных пород, скульптур и наскальных живописей, подземных вод, определение земного возраста метеоритов
³⁹ Ar	269	$0,257 \times 10^{-2}$	Датирование ледникового льда и подземных вод
⁵³ Mn	$3,7 \times 10^6$	$0,187 \times 10^{-6}$	Определение земного возраста метеоритов, изучение содержания космической пыли во льдах и осадках
⁵⁹ Ni	8×10^4	$0,086 \times 10^{-4}$	
⁸¹ Kr	$0,213 \times 10^6$	$3,25 \times 10^{-6}$	Датирование ледникового льда, определение радиационного возраста метеоритов

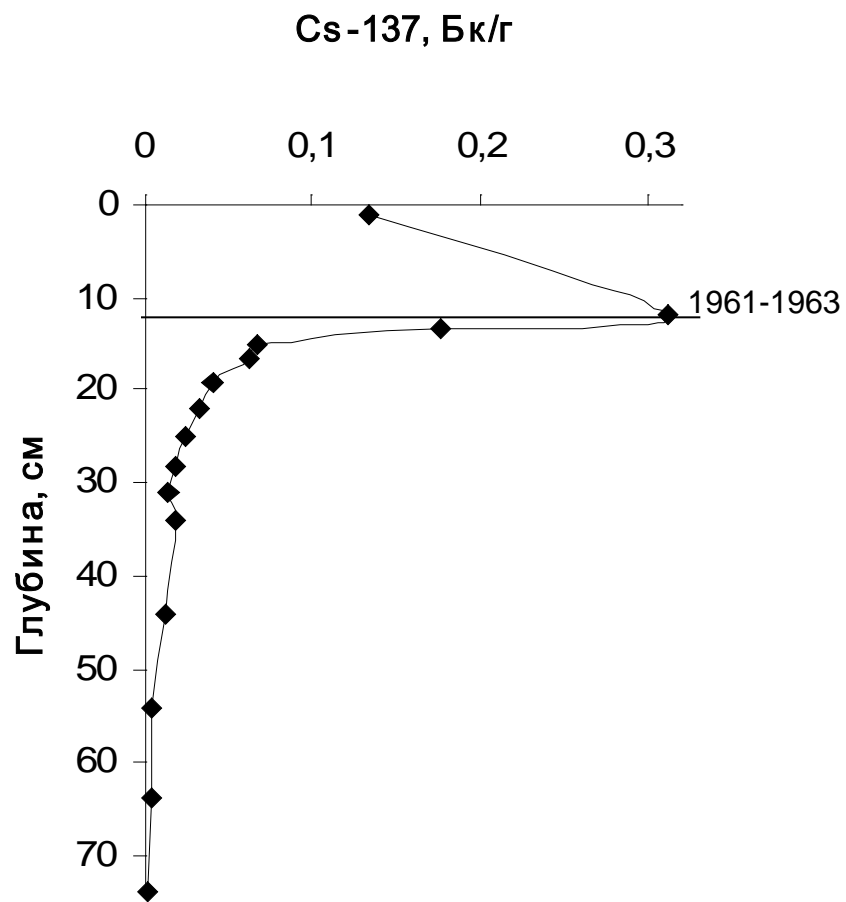
Области применения космогенных радионуклидов

1. Определение скорости накопления и геохронология океанических осадков (^{10}Be , ^{26}Al , ^{32}Si , ^{14}C);
2. Изучение циркуляции и смешения воды в океане (Т, ^{14}C , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^7Be , ^{32}Si);
3. Определение возраста и динамики континентальных подземных вод (Т, ^{14}C , ^{36}Cl);
4. Исследование современных эвапоритов (^{36}Cl);
5. Изучение скорости выветривания, эрозии и осадконакопления на континенте (^{10}Be , ^{36}Cl);
6. Определение возраста континентальных четвертичных отложений и почв (^{14}C);
7. Археология (^{14}C);
8. Метеорология: процессы циркуляции и смешения в стратосфере и атмосфере, обмен между атмосферой и др (^{23}Na , ^{35}S , ^7Be , ^{39}Ar , ^{33}P , Т, ^{14}C);
9. Определение возраста и времени движения ледникового льда (^{32}Si , $^{137}\text{Cs}_{\text{техногенный}}$).

Распределение Cs-137 в профиле торфяников Петропавловский рям и Кирсановское



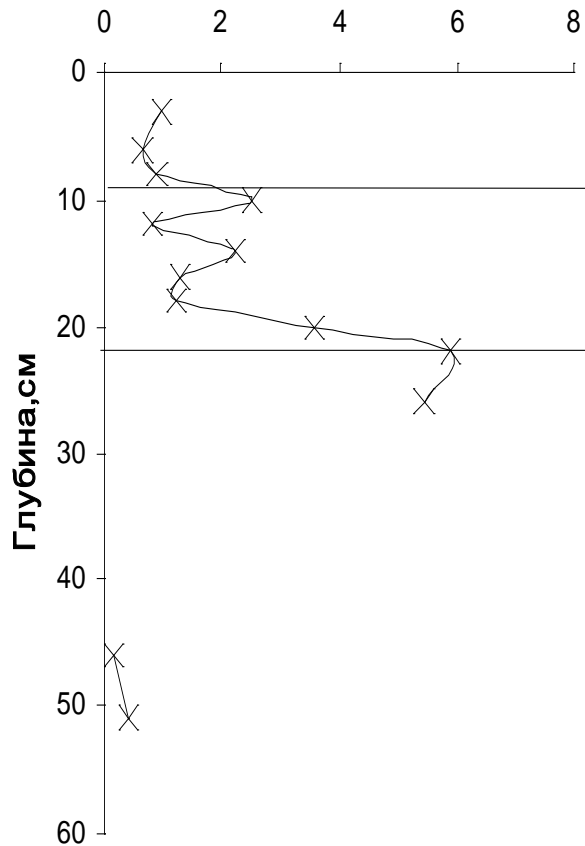
Петропавловский рям



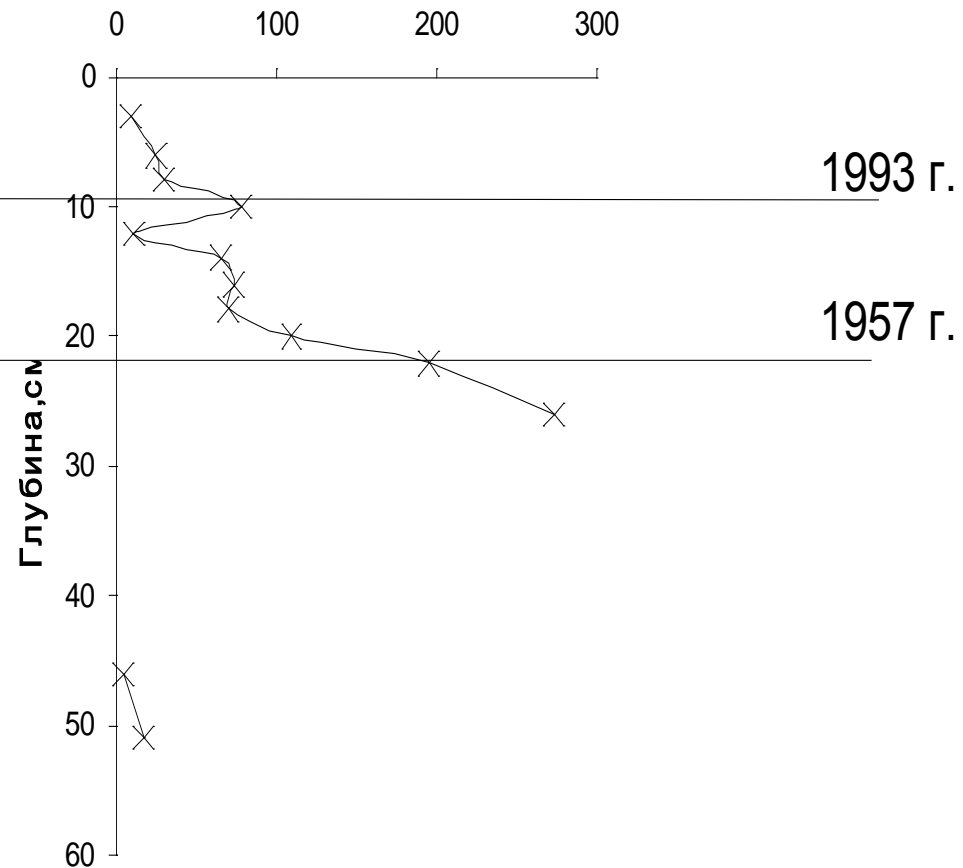
Кирсановское (по данным Гавшина В.
М., 2003)

Распределение изотопов плутония в профиле торфяника Петропавловский Рям

Pu-238, мБк/кг



Pu-239, мБк/кг



Возраст торфяных отложений исследуемых болот согласно модели CRS

Глубина болота, см	Болота			
	Кирсановское*	Бакчарское**	Петропавловский рям	Водораздельное
7	1984		1992	
9			1989	
10		1998		
11			1985	
12	1981			
13	1959		1981	1997
15	1948		1977	
16	1923			
17			1972	
18				1990
19	1987		1967	
21			1962	
22	1878			
23			1957	1987
28		1990	1950	1979
33			1940	1963
38		1988	1875	
44		2003		
52		1985		
58		1973		
60				1944
64		1913		

