

## К вопросам образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах

А.П.ЛИХАЧЕВ (Федеральное государственное унитарное предприятие Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ФГУП ЦНИГРИ); 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, к. 1)

Затрагиваются вопросы образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах. Допускается возможность мгновенного («безреакционного») синтеза этих веществ. Предполагается, что фракционирование стабильных изотопов в основном происходит за счет малочисленных их разновидностей, тогда как многочисленные (преобладающие) входят в состав базовой структуры минеральных и других соединений, находясь в малоподвижном состоянии. Отмеченные закономерности позволяют определять очередность и динамику кристаллизации ассоциирующих минералов горных пород и руд, прослеживать эволюцию и смену режима их образования.

*Ключевые слова:* образование, поведение, фракционирование химических элементов, изотопов, минералов.

Лихачев Александр Петрович



alexanderlikhachev@rambler.ru

## Questions of formation, behavior and fractionation of chemical elements, their isotopes and minerals in natural processes

A.P.LIKHACHEV (Federal State Unitary Enterprise Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, FSUE TsNIGRI)

The issues of formation, behavior and fractionation of chemical elements, their isotopes and minerals in natural processes are discussed. The possibility of an instant («nonreactive») synthesis of these substances is allowed. It is assumed that less isotopes are mainly subjected to fractionation, while numerous (predominant) are included in the basic structure of mineral and other compounds, being in a low-mobility state. The noted regularities make it possible to determine the sequence and dynamics of crystallization of the associated minerals of rocks and ores, the evolution and the change in the regime of their formation.

*Key words:* formation, behavior, fractionation of chemical elements, isotopes, minerals.

Вопросы образования, поведения и фракционирования химических элементов, их изотопов и минералов в природных процессах во многом остаются актуальными как в теоретическом, так и практическом отношении. В статье изложены результаты и представления автора по затрагиваемой теме, полученные и сложившиеся в ходе геологических исследований и на основе литературных данных. При этом для выяснения и понимания закономерностей поведения элементов в геологических процессах привлекаются имеющиеся сведения об их происхождении и эволюции в догеологическое время с высказыванием собственных суждений по ряду событий. Основное внимание уделяется изотопам химических элементов. Сделана попытка увязать особенности их поведения в геологических процессах с условиями образования в космосе.

В основе обсуждений затрагиваемых вопросов лежат признанные в современной науке представления [3, 5,

8, 11, 12, 22, 23, 26, 27, 33, 34 и др.], согласно которым все сложные химические элементы и их изотопы произошли из простейшего и наиболее распространенного в природе элемента – водорода ( $^1\text{H}$ ) – продукта Большого взрыва, состоящего из одного протона и одного электрона.

Образование всех других элементов стало возможным с переходом значительной части исходного водорода в нейтроны, одним из вариантов которого может быть слияние протона с электроном:  $p+e \rightarrow n+\nu_e$  (протон+электрон→нейтрон+нейтрино). Численное соотношение объединяющихся протонов, нейтронов и электронов определяет количество существующих химических элементов.

Объединение протонов, нейтронов и электронов с образованием химических элементов и их изотопов в большинстве случаев происходит в условиях сверхвысоких температур ( $\geq 10^9\text{K}$ ) и давлений ( $\geq 10^{16}\text{ Па}$ ).

Каждый химический элемент и изотоп (в понимании автора) имеет свои особые  $P$ - $T$  параметры синтеза.

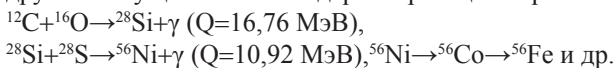
Как известно, изотопы являются разновидностями одного и того же элемента, различающимися количеством нейтронов при одинаковом числе протонов, или только количеством протонов – в случае водорода. Масса нейтрона ( $1,675 \cdot 10^{-24}$ г) превышает массу протона ( $1,673 \cdot 10^{-24}$ г) на 0,138%. В ядре химических элементов нейтроны составляют от 50% и более.

В современных представлениях полагается, что химические элементы более тяжелые, чем гелий, образуются в процессах эволюционного внутризвездного нуклеосинтеза и при взрывах сверхновых, являющихся, как считается, основным источником пополнения межзвездной среды элементами с атомными номерами больше He. При этом вопросам образования изотопов обычно не уделяется особого внимания, допуская, по-видимому, что они присущи обоим видам нуклеосинтеза.

Однако не исключено, что во внутризвездных процессах термоядерного горения, простирающихся на протяжении многих миллионов (до  $5 \cdot 10^9$  и более) лет в условиях, близких к равновесным, химические элементы могут синтезироваться в основном в моновариантном (безизотопном) виде (рис. 1, А) благодаря возможности достичь элементами предельно равновесного и устойчивого состояния. Вещество этих звезд (если они не взрываются), претерпев нормальную эволюцию, остается внутри них навсегда.

Изотопы же продуцируются (как полагает автор) преимущественно в неравновесных скоростных процессах, а именно при взрывах сверхновых, в условиях резкой смены  $P$ - $T$  параметров (табл. 1). Здесь они образуются за счет реновации ранее сформированных безизотопных химических элементов, находящихся выше центральной (железной) части предсверхновой (см. рис. 1, А), превращающейся в нейтронное вещество.

В существующих в литературе концепциях о взрывах крупных ( $>8M_{\odot}$ ) сверхновых полагается, что нуклеосинтез в них реализуется так же, как и при внутризвездном синтезе, но только за очень короткое время (0,1–10 с) – под воздействием сильной ударной волны, путем последовательного перехода одних элементов в другие с осуществлением ядерных реакций горения:



Этот вариант – последовательный синтез химических элементов при практически мгновенной вспышке сверхновых – вызывает сомнение. За сверхкороткое время надо пропустить через одно «ушко» поочередное образование колоссальных масс ( $>8M_{\odot}$ ) всех элементов и их изотопов, что маловероятно даже при допущении в принципе невозможного – осуществления ядерных реакций со скоростью света.

В связи с этим ниже предпринята попытка рассмотреть события сверхновых с несколько иных позиций, не

выходя за рамки признанных представлений о составе и состоянии веществ в допустимых обстановках и, исходя из того, что во взрывах имеются восходящая (по  $P$ - $T$  параметрам) и нисходящая ветви – стадии (рис. 2, А).

Восходящая, вплоть до максимального пика взрыва, в основном является стадией разрушения веществ и хаоса (переводящей вещество в рассматриваемых случаях в смесь нейтронов, протонов и электронов), а нисходящая (сразу же после пика) – «созидания» и упорядочения с образованием (в данном случае из указанной смеси) химических элементов и их изотопов. Причем, если восходящая ветвь монотонна (из-за того, что процесс на этой стадии осуществляется в закрытых условиях), то нисходящая – волнообразна, вследствие перехода системы в открытое («разгерметизированное») состояние (см. рис. 2, Б).

Возможно, что с этими волнами связано существование периодических рядов и групп химических элементов, отраженных в таблице Д.И.Менделеева. Каждый их ряд создается определенной волной: первая, наиболее мощная волна, формирует X ряд наиболее тяжелых элементов, вторая – IX ряд, и так далее до II ряда (см. рис. 2, Б). Причем каждый из этих рядов начинается с более тяжелого в своем ряду элемента, образующегося первым в каждой волне. В каждой волне образование химических элементов происходит однотипно (в своем определенном  $P$ - $T$  интервале) с однотипным строением их электронных оболочек.

Таким образом, получается, что продуктивными в отношении образования элементов и их изотопов являются первые девять волн. Эти волны свойственны практически всем взрывам сверхновых. Различие в массе сверхновых и мощности их взрыва изменяет только объем синтезируемого материала, оставляя постоянным его качество. Поэтому во вселенной существует один набор и однотипная распространенность химических элементов и их изотопов.

Ранние выбросы, обогащенные тяжелыми элементами (Fe и др.), могут оказываться на периферии сверхновых, как это наблюдается в продуктах сверхновой Кассиопея А (Cas A), считающихся вывернутыми наизнанку (*Space.com.*, 2017).

Взрыв предсверхновых ( $>8M_{\odot}$ ), как принято считать, происходит по достижении ими избыточных масс за счет поступления последних из соседнего источника. Избыточные массы приводят к критическому гравитационному уплотнению центральной части звезды с фазовым, как полагает автор, переходом ее из элементарного в элементарное (нейтронное) состояние.

Переход сопровождается резким уменьшением объема вещества (от  $156 \cdot 10^{-12}$ м радиуса атома Fe до  $3,2935 \cdot 10^{-16}$ м радиуса нейтрона). Это вызывает схлопывание к центру всей массы предсверхновой с формированием (за счет мощного материального удара) нейтронного ядра и элементарной смеси нейтронов, протонов и электронов в вышележащих слоях (см. рис. 1, Б).

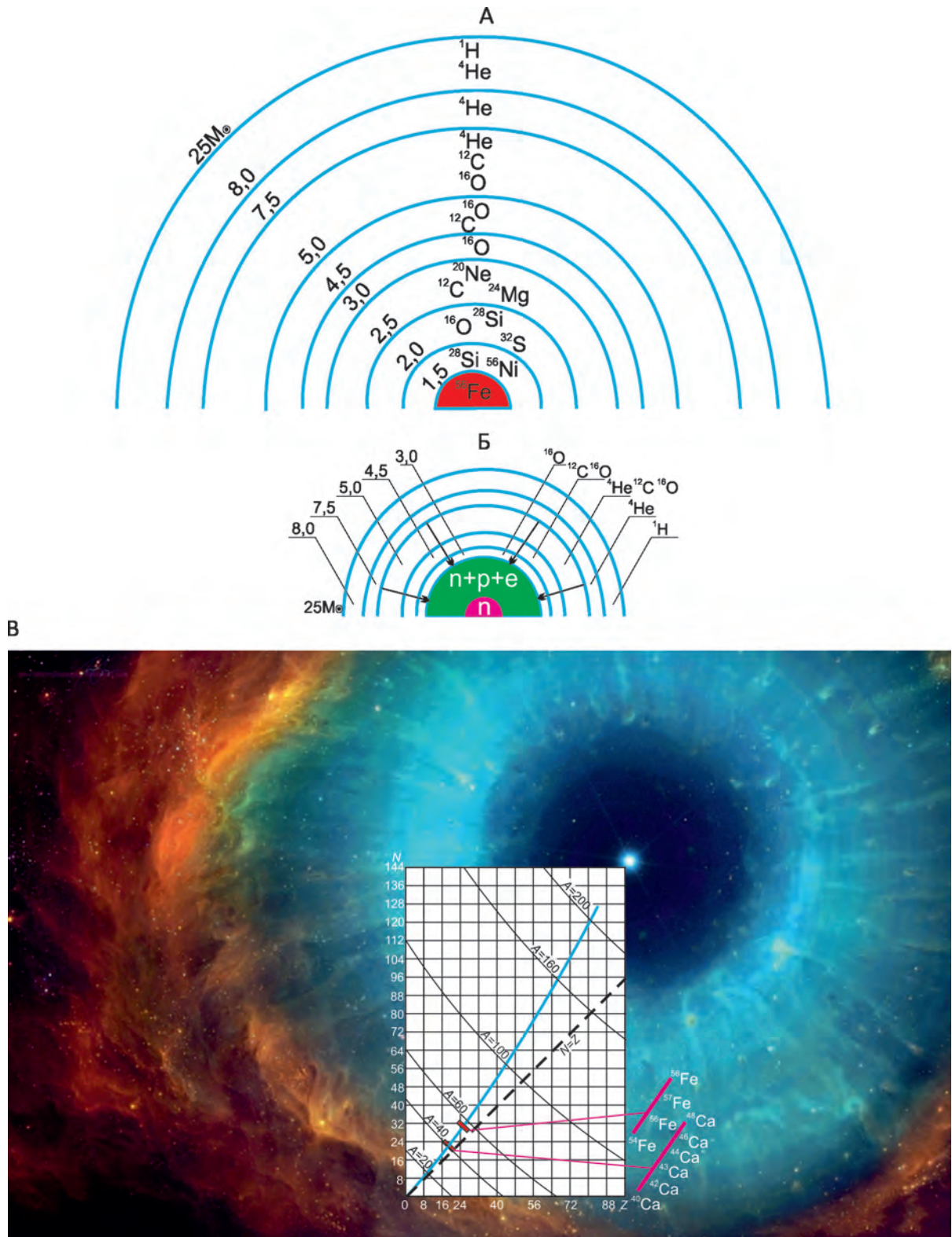


Рис. 1. Схемы эволюции сверхновых,  $25M_{\odot}$ :

А – предсверхновая перед вспышкой (Википедия, J.José; C.Iliadis, 2011); Б – стадия превращения центральной части в нейтронное вещество, а вышележащей в смесь элементарных частиц – нейтронов, протонов и электронов; В – стадия взрыва: образования нейтронного ядра, выброса смеси элементарных частиц с вышележащими слоями и синтеза химических элементов



1. Продуктивность нуклеосинтеза сверхновой SN 1987A [31]

| Элементы         | Масса ( $M_{\odot}$ ) | Элементы         | Масса ( $M_{\odot}$ ) |
|------------------|-----------------------|------------------|-----------------------|
| $^{12}\text{C}$  | 0,114                 | $^{45}\text{Sc}$ | $2,80 \cdot 10^{-7}$  |
| $^{13}\text{C}$  | $1,15 \cdot 10^{-10}$ | $^{46}\text{Ti}$ | $8,20 \cdot 10^{-6}$  |
| $^{14}\text{N}$  | 0,00272               | $^{47}\text{Ti}$ | $3,55 \cdot 10^{-6}$  |
| $^{15}\text{N}$  | $6,48 \cdot 10^{-10}$ | $^{48}\text{Ti}$ | $2,20 \cdot 10^{-4}$  |
| $^{16}\text{O}$  | 1,48                  | $^{49}\text{Ti}$ | $6,17 \cdot 10^{-6}$  |
| $^{17}\text{O}$  | $9,86 \cdot 10^{-9}$  | $^{50}\text{Ti}$ | $1,12 \cdot 10^{-10}$ |
| $^{18}\text{O}$  | $8,68 \cdot 10^{-3}$  | $^{50}\text{V}$  | $2,15 \cdot 10^{-10}$ |
| $^{19}\text{F}$  | $7,84 \cdot 10^{-11}$ | $^{51}\text{V}$  | $6,82 \cdot 10^{-6}$  |
| $^{20}\text{Ne}$ | 0,229                 | $^{50}\text{Cr}$ | $3,56 \cdot 10^{-5}$  |
| $^{21}\text{Ne}$ | $3,03 \cdot 10^{-4}$  | $^{52}\text{Cr}$ | $9,09 \cdot 10^{-4}$  |
| $^{22}\text{Ne}$ | 0,0293                | $^{53}\text{Cr}$ | $7,41 \cdot 10^{-5}$  |
| $^{23}\text{Na}$ | 0,00115               | $^{54}\text{Cr}$ | $6,26 \cdot 10^{-9}$  |
| $^{24}\text{Mg}$ | 0,147                 | $^{55}\text{Mn}$ | $2,27 \cdot 10^{-4}$  |
| $^{25}\text{Mg}$ | 0,0185                | $^{54}\text{Fe}$ | 0,00252               |
| $^{26}\text{Mg}$ | 0,0174                | $^{56}\text{Fe}$ | 0,0760                |
| $^{27}\text{Al}$ | 0,0155                | $^{57}\text{Fe}$ | 0,00429               |
| $^{28}\text{Si}$ | 0,0850                | $^{58}\text{Fe}$ | $4,30 \cdot 10^{-9}$  |
| $^{29}\text{Si}$ | 0,00980               | $^{59}\text{Co}$ | $2,55 \cdot 10^{-4}$  |
| $^{30}\text{Si}$ | 0,00719               | $^{58}\text{Ni}$ | 0,0140                |
| $^{31}\text{P}$  | 0,00105               | $^{60}\text{Ni}$ | 0,00227               |
| $^{32}\text{S}$  | 0,0229                | $^{61}\text{Ni}$ | $2,55 \cdot 10^{-4}$  |
| $^{33}\text{S}$  | $8,84 \cdot 10^{-5}$  | $^{62}\text{Ni}$ | 0,00290               |
| $^{34}\text{S}$  | 0,00126               | $^{64}\text{Ni}$ | $9,91 \cdot 10^{-14}$ |
| $^{36}\text{S}$  | $4,23 \cdot 10^{-7}$  | $^{63}\text{Cu}$ | $2,01 \cdot 10^{-5}$  |
| $^{35}\text{Cl}$ | $6,08 \cdot 10^{-5}$  | $^{65}\text{Cu}$ | $1,37 \cdot 10^{-6}$  |
| $^{37}\text{Cl}$ | $4,99 \cdot 10^{-6}$  | $^{64}\text{Zn}$ | $1,73 \cdot 10^{-5}$  |
| $^{36}\text{Ar}$ | 0,00377               | $^{66}\text{Zn}$ | $8,50 \cdot 10^{-5}$  |
| $^{38}\text{Ar}$ | $3,30 \cdot 10^{-4}$  | $^{67}\text{Zn}$ | $5,46 \cdot 10^{-7}$  |
| $^{40}\text{Ar}$ | $4,77 \cdot 10^{-9}$  | $^{68}\text{Zn}$ | $1,17 \cdot 10^{-7}$  |
| $^{39}\text{K}$  | $3,76 \cdot 10^{-5}$  | $^{70}\text{Zn}$ | $7,91 \cdot 10^{-19}$ |
| $^{41}\text{K}$  | $1,59 \cdot 10^{-6}$  | $^{69}\text{Ga}$ | $1,11 \cdot 10^{-10}$ |
| $^{40}\text{Ca}$ | 0,00326               | $^{71}\text{Ga}$ | $4,52 \cdot 10^{-16}$ |
| $^{42}\text{Ca}$ | $1,46 \cdot 10^{-5}$  | $^{70}\text{Ge}$ | $2,09 \cdot 10^{-12}$ |
| $^{43}\text{Ca}$ | $5,12 \cdot 10^{-6}$  | $^{72}\text{Ge}$ | $6,25 \cdot 10^{-19}$ |
| $^{44}\text{Ca}$ | $1,15 \cdot 10^{-4}$  | $^{73}\text{Ge}$ | $3,95 \cdot 10^{-23}$ |
| $^{46}\text{Ca}$ | $1,12 \cdot 10^{-11}$ | $^{74}\text{Ge}$ | $9,85 \cdot 10^{-23}$ |

Возникающая при этом ударная волна отбрасывает надъядерную часть назад к периферии и далее в космическое пространство (см. рис. 1, В).

Выброс вещества, представленного смесью нейтронов, протонов и электронов (см. рис. 1, В), сопровождается снижением в нем  $P$ - $T$  параметров и декомпрессионным синтезом химических элементов, отличающимся от внутризвездного синтеза, проистекающего с повышением  $P$ - $T$  параметров. При этом синтез элементов и их изотопов происходит практически мгновенно и одновременно, без обычных ядерных реакций, по типу фазового перехода первого рода.

Иначе говоря, центральная часть предсверхновой за счет гравитационного коллапса сжимается до пре-

дельного состояния и остается в нем навсегда (образуя нейтронную звезду, или черную дыру, в зависимости от исходной массы звезды). А вышележащая часть, претерпев ударное превращение в нейтронно-протонно-электронную смесь, отражается с разуплотнением и декомпрессионным синтезом химических элементов и их изотопов, сопровождающимся выделением колоссальной энергии ( $10^{50}$ – $10^{51}$  эрг) и свечением, наблюдаемыми при вспышке сверхновых.

Вероятно, существует общий  $P$ - $T$  интервал синтеза химических элементов и их изотопов (см. рис. 1, В). В нем имеются зоны возникновения и устойчивости для каждого элемента и его изотопов. Наиболее тяжелые элементы, которым требуются большие усилия для объединения и удержания большего количества протонов и нейтронов, образуются при более высоких  $P$ - $T$  параметрах, в зонах, более близких к нейтронному ядру. У каждого элемента существуют свои  $P$ - $T$  пределы образования, определяющие возможности и количество продуцируемых в них изотопов – от безизотопного (в нонвариантном случае, при отсутствии собственного интервала) до многоизотопных.

Мгновенное образование закономерных веществ происходит и на минеральном уровне. Некоторым примером могут служить продукты опытов автора по воздействию сфокусированного лазерного луча на минералы, погруженные в воду [16]. При этом на поверхности образца, вследствие проявления светогидравлического эффекта, открытого акад. А.М.Прохоровым и его сотрудниками [2, 21], возникали сверхвысокие температуры ( $>5000^{\circ}\text{C}$ ) и давления ( $>1$  Гпа), переводящие исходное вещество в плазму. Из нее (с ее охлаждением и уменьшением  $P$ - $T$  параметров), минуя обычные химические реакции, практически мгновенно вырастали монокристаллы минералов, в частности, идиоморфные кристаллы пироксена, соответствующие составу плазмы (рис. 3, А–Г).

Важно отметить, что в этих же опытах был получен еще один весьма необычный результат: после многократных ударов сфокусированного лазерного луча по образцу графита (помещенного в кювету с дистиллированной водой) и последующего произвольного испарения под тягой оставшейся воды, на дне кюветы образовались многочисленные идиоморфные, преимущественно полые кристаллы ромбической серы, включающей (судя по качественному анализу) все четыре ее изотопа –  $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$  и  $^{36}\text{S}$  (см. рис. 3, Д, табл. 2) [17]. В исходном веществе сера отсутствовала, не было ее и в окружающей среде. В связи с этим было сделано гипотетическое допущение о возможности проявления мгновенных ядерных преобразований в плазменной области. В микрообъеме центральной ее части могли происходить срыв электронных оболочек элементов и слияние ядер, например, по схеме  $^{12}\text{C}+^{12}\text{C}+^{12}\text{C}=\text{}^{36}\text{S}$ .

По современным представлениям энергии, генерированной в опытах, недостаточно для таких процессов.

Однако эти представления базируются на расчетах для «сухих» условий, без учета влияния светогидравлического эффекта, который мог добавлять и обеспечивать тем самым величину энергии, требуемую для ядерных превращений. При этом водная среда могла накапливать отдельные атомы синтезированного элемента и выделять их в виде твердых соединений при своем испарении.

Практически мгновенно синтезируются алмазы во взрывных процессах [10]. При этом считается, что кристаллы алмаза возникают на восходящей (разрушающей) ветви  $P$ - $T$  параметров и в высшей ее точке, тогда как в действительности все происходит вверх нисходящей ветви, объединяющей разбросанные атомы углерода в упорядоченные кристаллические структуры, устойчивые в соответствующих  $P$ - $T$  параметрах.

В геологических условиях мгновенно могут возникать кристаллы алмазов при резком прорыве высокотемпературной магмы в водо- и углеродсодержащие горизонты земной коры за счет температурно-гидравлического взрыва [9]. Подобным образом мгновенно возникают импактные алмазы в ударных кратерах [1].

Что касается химической и изотопной зональности в области взрывного нуклеосинтеза (см. рис. 1, В), вызванной резкой сменой  $P$ - $T$ - $C$  (состав) параметров, то ее в некоторой мере можно сравнить с зональностью минералов, кристаллизующихся в изменяющихся условиях, например, кристаллов плагиоклаза (рис. 4). На рис. 4, А видно, что кристаллизация плагиоклазов в резко меняющихся условиях приводит к резко зональному строению кристаллических зерен, то есть к образованию нескольких разновидностей одного и того же минерала, а по существу к возникновению своеобразных минеральных «изотопов». В другом случае, при кристаллизации в крупнообъемном магматическом массиве в мало изменяющихся (субравновесных)  $PT$ -условиях, кристаллы плагиоклаза не имеют зональности, минералогически «безизотопны» (см. рис. 4, Б).

В отношении стабильных изотопов химические элементы можно распределить по следующим категориям: элементы преимущественно легких (в своем ряду), тяжелых и разно-доминантных изотопов, и моноизотопные элементы (табл. 3).

Большинству доминирующих изотопов первой категории элементов свойственно четное число протонов и равное им количество нейтронов. Относясь к категории легких в своем ряду, они составляют основную часть вещества земной коры и планеты в целом. Иначе говоря, Земля состоит преимущественно из наиболее уравновешенных по массе и легких в своем ряду изотопов пороодо- и рудообразующих элементов.

Элементы второй категории с доминирующими тяжелыми в своем ряду изотопами имеют как четное, так и нечетное число протонов и нейтронов. Преобладающая их часть, наряду с элементами следующей категории, содержится в сравнительно небольших

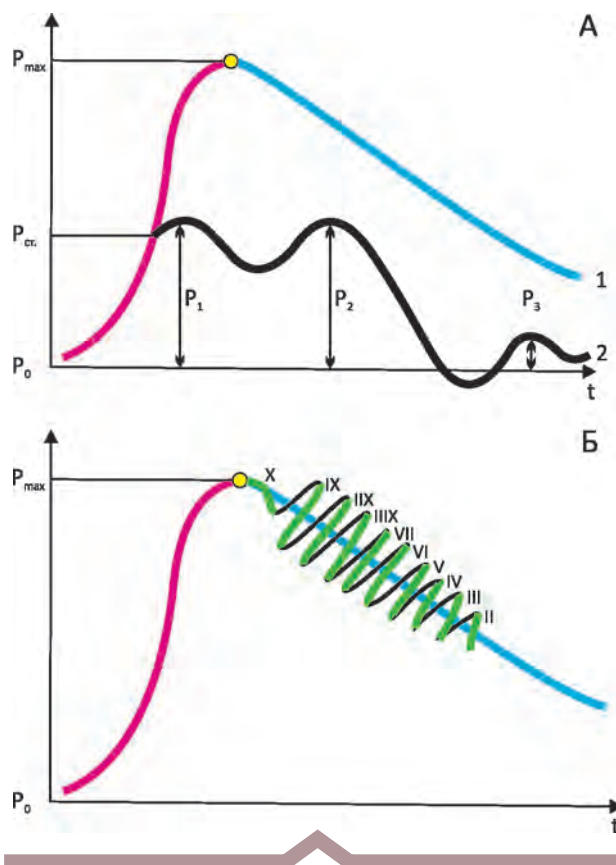


Рис. 2. Временная картина изменения давления в результате взрыва:

А – в герметичной (кривая 1) и негерметичной (2) камере; Б – предполагаемая при взрыве сверхновых (римскими цифрами обозначены места возможного образования рядов химических элементов)

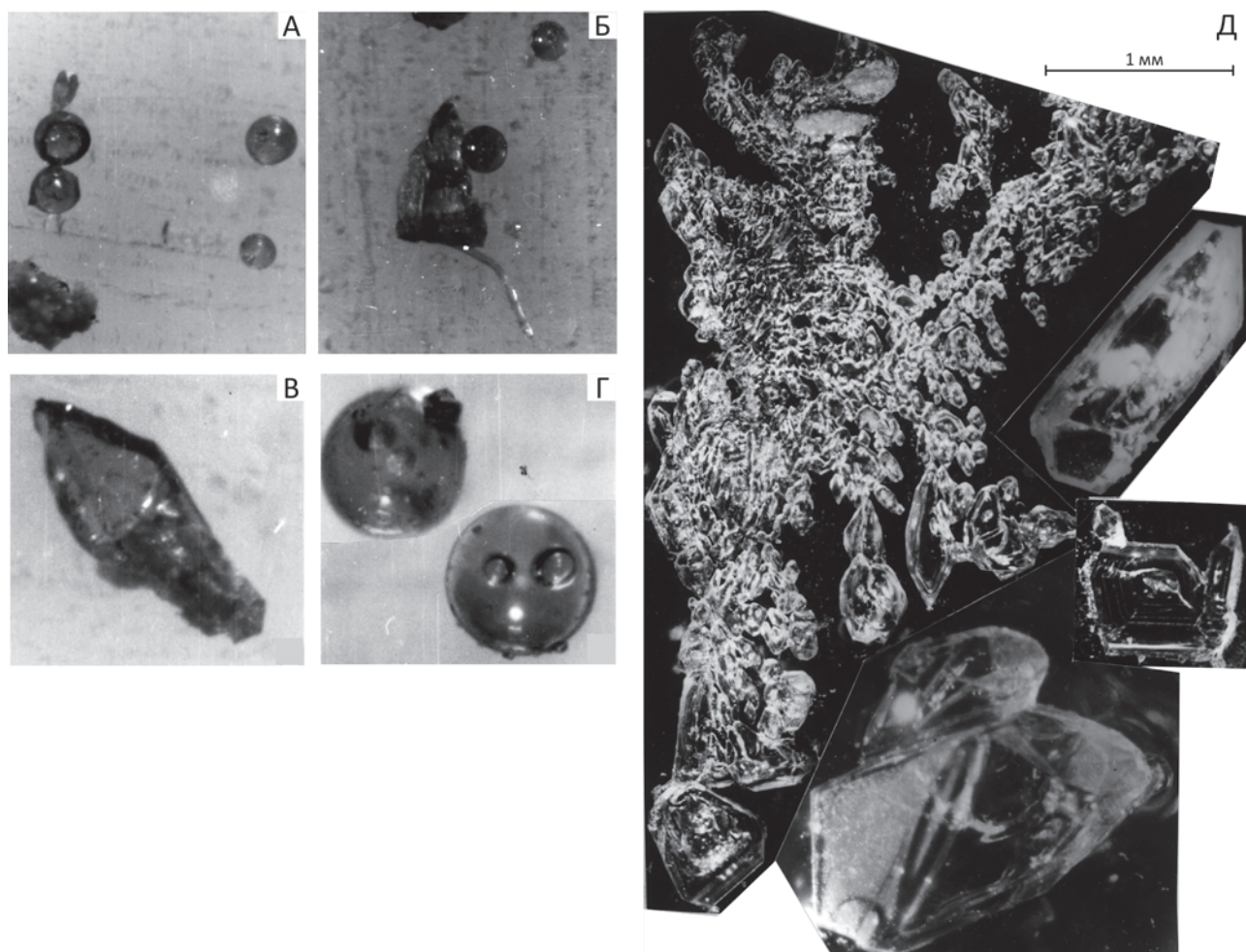
количествах в веществе Земли, но многие могут создавать собственные минеральные соединения, входить в состав сложных минеральных фаз, а также быть примесными и рассеянными компонентами.

Моноизотопные элементы преимущественно состоят из нечетных чисел протонов и превышающих количеством четных нейтронов, возможно, по причине их образования в нонвариантных условиях при избытке нейтронов.

Содержание в земном веществе основных элементов и количество доминирующих в них изотопов показаны в табл. 4.

Свойственная Земле химическая и изотопная картина характерна и для состава протопланетного вещества, обычно принимаемого соответствующим составу межзвездных газопылевых облаков, сформированных преимущественно при взрыве сверхновых (см. табл. 1).

Это означает, что в целом земное вещество по своему составу соответствует общему космическому материалу, а некоторые имеющиеся отклонения могли быть



**Рис. 3. Продукты, полученные при воздействии сфокусированного лазерного луча на полированную поверхность образцов пород, погруженных в воду [16, 17]:**

А–Г – идиоморфные кристаллы и шарики силикатного вещества, увел. 130; приблизительные параметры воздействия: энергия импульса ~2 Дж, температура в фокусе ~6000°C, давление ~1 ГПа; Д – синтетические кристаллы серы, выпавшие при испарении водного раствора, полученного при воздействии лазерного луча на образец графита, погруженного в воду (энергия импульса ~5 Дж, температура в фокусе ~9000°C, давление ~100 ГПа)

связаны с внутриземной дифференциацией, осуществляемой на стадиях становления и эволюции планеты [17, 18], в магматических и гидротермальных процессах [14, 17]. Изотопные характеристики вещества Земли позволяют судить о характере, направленности и пределах его разделения при формировании и последующих преобразованиях планеты, путях и условиях накопления рудных и других веществ, образующих месторождения полезных ископаемых.

В изотопной геохимии [24, 25 и др.] принято считать, что основной причиной разного поведения и фракционирования стабильных изотопов в химических реакциях является различие в их массе, влияющей на подвижность изотопов. С повышением температуры

степень разделения изотопов снижается. Выделяются два вида процессов, приводящих к фракционированию изотопов: 1) процессы (реакции) изотопного обмена и 2) кинетические процессы, зависящие в основном от различий в скоростях реакций изотопных молекул. Молекула с легким изотопом более реакционноспособна, чем аналогичная молекула, содержащая тяжелый изотоп. Поэтому в однонаправленных реакциях, например, при растворении минералов, происходит предпочтительное накопление легкого изотопа в продуктах реакции. И, наоборот, в процессе кристаллизации минералы должны накапливать тяжелый изотоп.

Однако в реальности это не всегда так. Как известно, природные процессы в основном осуществляются в



неравновесных и исключительно сложных и нестабильных условиях, в которых одновременно сочетаются разнообразные варианты составов и параметров веществ, а также причин и характера фракционирования изотопов. Все это может приводить к нестандартным поведением изотопов, требующим особых объяснений. Например, большая подвижность легкого изотопа может быть связана не с его относительно малой массой, а с тем, что он более выгоден и устойчив в составе и структуре нового соединения.

Рассмотрим некоторые данные по фракционированию изотопов при кристаллизации магм и при нагреве и гидротермальном переотложении природных сульфидов.

Магматические процессы рассматриваются на примере кислорода. На рис. 5 показаны данные по расщепленному комплексу Бушвельд [32] и вулканитам Центральной Италии [30]. Исследовался следующий ряд минералов: оливин, орто- и клинопироксены, плагиоклаз, санидин и кварц. После оливина, в каждом из них содержание  $\text{SiO}_2$  и  $^{18}\text{O}$  обычно выше, чем у предыдущих минералов. В том же порядке эти минералы выделяются из магматического расплава, обогащающегося  $\text{SiO}_2$  и  $^{18}\text{O}$  в ходе его кристаллизации.

Из полученных данных видно, что в процессе кристаллизации мафит-ультрамафитовых расплавов происходит накопление в поздних продуктах тяжелого изотопа кислорода совместно с накоплением кремнезема и потому ранние минералы содержат меньшее их количество.

Можно предположить, что при этом накопление тяжелого изотопа кислорода происходит из-за более высокой подвижности легкого изотопа, обеспечивающей опережающее его вхождение в твердые соединения (что соответствует классическому объяснению), или вследствие большей потребности и устойчивости  $^{16}\text{O}$  в структурах кристаллизующихся фаз.

В кристаллизующемся магматическом расплаве выделяемые твердые фазы находятся в окружении как легких, так и тяжелых изотопов химических элементов (в данном случае кислорода) и непосредственно контактируют с каждым из них. Поэтому в данном случае подвижность изотопа не играет существенной роли. Здесь действуют силы, обеспечивающие выборочное вхождение наиболее энергетически выгодных, подходящих и устойчивых изотопов в кристаллической решетке выделяемых фаз.

Обогащенные тяжелым изотопом кислорода минералы и породы образуются либо за счет легкоплавкой фракции исходного мантийного вещества, богатого кремнеземом, то есть за счет «силикатного» кислорода, либо за счет кислорода воды, являющейся остаточным продуктом испарения водных бассейнов. Первые характерны для практически безводных магматических пород основного, среднего и кислого составов, а вторые – для гидротермальных и хемогенных образований.

## 2. Рентгенограмма синтетической серы [17]

| <i>I</i> | Эксперимент, <i>da/n</i> | Справочные значения, <i>da/n</i> |
|----------|--------------------------|----------------------------------|
| 2        | (6,3)                    | –                                |
| 5        | 5,7                      | 5,8 (3)                          |
| 5        | (4,2)                    | –                                |
| 10       | 3,82                     | 3,85 (10)                        |
| 3        | (3,54)                   | –                                |
| 6        | 3,43                     | 3,45 (5)                         |
| 5        | 3,29                     | –                                |
| 8        | 3,20                     | 3,21 (7)                         |
| 7        | 3,10                     | 3,10 (6)                         |
| 7        | 2,83                     | 2,85 (6)                         |
| 6        | 2,61                     | 2,63 (5)                         |
| 5        | 2,49                     | 2,50 (4)                         |
| 5        | 2,42                     | 2,43 (4)                         |
| 4        | 2,36                     | 2,38 (3)                         |
| 4        | (2,28)                   | –                                |
| 1        | 2,21                     | –                                |
| 1        | 2,16                     | –                                |
| 7        | 2,10                     | 2,12 (6)                         |
| 1        | 1,992                    | 2,00 (1)                         |
| 2        | (1,961)                  | –                                |
| 7        | 1,903                    | 1,900 (6)                        |
| 5        | 1,828                    | 1,831 (4)                        |
| 6        | 1,778                    | 1,780 (6)                        |
| 5        | 1,755                    | –                                |
| 6        | 1,728                    | 1,73 (5)                         |
| 3        | 1,664                    | 1,66 (3)                         |
| 5        | 1,621                    | 1,61 (6)                         |
| 2        | (1,598)                  | –                                |
| 3        | 1,536                    | 1,54 (1)                         |
| 5        | 1,436                    | 1,44 (4)                         |
| 6        | 1,423                    | 1,425 (6)                        |
| 6        | 1,353                    | 1,360 (6)                        |
| 3        | 1,230                    | 1,235 (2)                        |

*Примечание.* Аналитик Л.П.Филиппова; съемка проводилась в камере с  $D=57,3$  мм;  $\text{FeK}\alpha + \text{K}\beta$  с неотфильтрованным излучением.

Породы, формирующиеся в результате разрушения магматических образований, имеют изотопный состав кислорода, близкий к составу исходных минералов.

Обогащенные легким изотопом кислорода минералы и породы формируются за счет тугоплавкой фракции исходного мантийного вещества, обедненной кремнеземом и тяжелым изотопом кислорода из-за более раннего плавления и выноса из нее легкоплавкой составляющей, а также за счет кислорода метеорной воды.

К первым относятся реститы мантийного материала, фрагментами которого могут являться редко встречаемые в неизменном виде альпинотипные ультрамафиты и дуниты щелочно-ультраосновных массивов, а ко вторым – разные образования магматического,

метаморфического и осадочного происхождения, сформированные с участием кислорода поверхностных вод, обогащенного легким изотопом. Примером для щелочно-ультраосновных массивов могут служить данные по оливинам исходных пород Инаглинского комплекса:  $\delta^{18}\text{O}=3,2\text{‰}$  [4].

Фракционирование изотопов при нагреве и переотложении сульфидов показано в таблицах 5 и 6.

Эксперименты по нагреву в сухих условиях подробно описаны в [19, 20]. Поэтому здесь приводятся результаты только двух опытов (см. табл. 5).

В опыте № 245 измельченное (<1 мм) рудное вещество Талнахского месторождения (моноклинный+гексагональный пирротин ~76 мас.%, халькопирит ~15%, пентландит ~9%) весом ~1 г находилось в вакуумированной ампуле размером 350×25 мм. Нагрев ампулы осуществлялся таким образом, что в одном конце трубки, где находился сульфидный материал, поддерживалась более высокая температура (1140°–1190°C), чем в противоположной ее части (250°–300°), выступающей за пределы печи. После 5-часовой выдержки рудного вещества при данных температурах и резкого его охлаждения в воде в холодной части ампулы на ее стенках наблюдался желтый налет элементарной (сублимированной) серы. Рудный материал при этом имел вид сульфидного слитка. Изучение его показало, что более 80% сплава приходится на гексагональный пирротин (пирротиновый твердый раствор,  $m_{ss}$ ), имеющий вид мелких изометричных зерен. Остальную часть составляет халькопиритовый твердый раствор ( $i_{ss}$ ), выполняющий пространство между зернами пирротина. Анализ изотопного состава серы данного материала выявил его обеднение  $^{34}\text{S}$  по сравнению с исходным веществом и обогащение этим изотопом сублимированной (вынесенной) серы (см. табл. 5).

В опыте № 251 исходное вещество того же состава, что и в опыте № 245, и весом 0,5 г в смеси с графитовым порошком нагревалось в открытой ампуле, находящейся в вертикальном положении в трубчатой печи. Судя по результатам анализа (см. табл. 5), здесь было достигнуто наибольшее изотопное фракционирование, полная величина которого, к сожалению, осталась неопределенной из-за того, что не удалось собрать и проанализировать вынесенную из исходного вещества серу. В охлажденном на воздухе продукте содержались гексагональный пирротин и троилит с мелкими включениями никелистого железа и халькопирит, ассоциирующий с выделениями металлической меди и борнита.

Эксперименты по кристаллизации сульфидных расплавов проводились в вакуумированных кварцевых ампулах размером 12×100 мм [20]. В опыте № 224 исходное вещество (пирротин ~60 мас.%, халькопирит ~30%, пентландит ~10%,  $\delta^{34}\text{S}=+7,7\text{‰}$ ) в виде порошка весом 3 г нагревалось до 1250° и выдерживалось при этой температуре в течение 1 часа 30 мин., после чего подвергалось постепенному охлаждению со скоростью

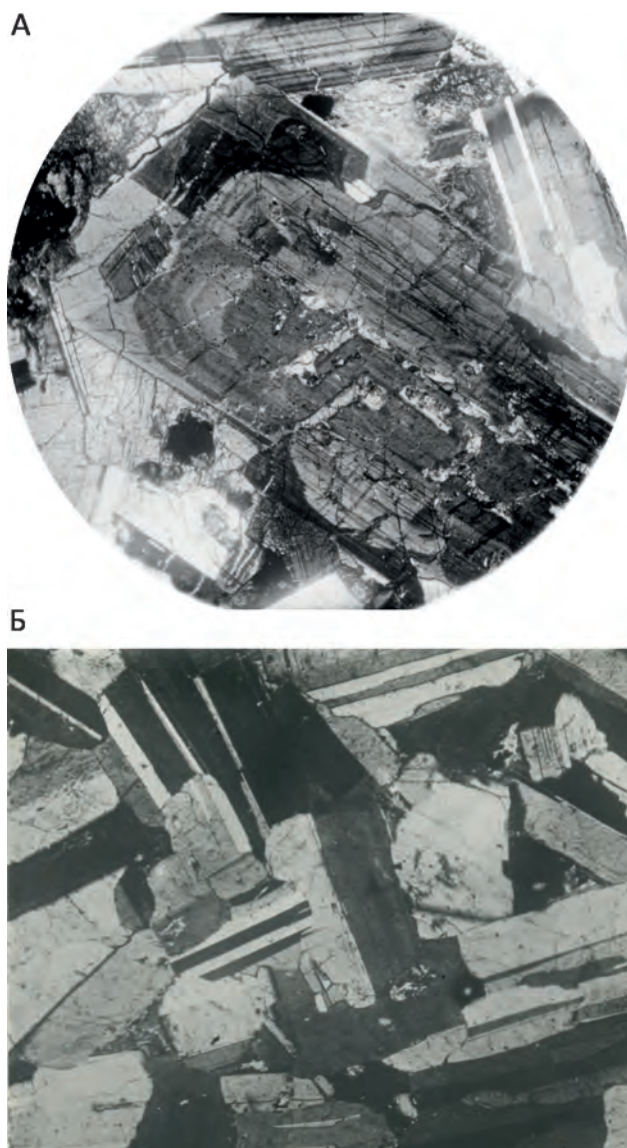


Рис. 4. Кристаллы плагиоклаза пород интрузии Норильск I [17]:

А – кристаллизация в резко меняющихся условиях (на пути внедрения магмы); Б – в субравновесных условиях (внутри основного тела, на месте его становления), увел. 10

~500°/час. В результате наблюдались дифференциация сульфидного вещества и фракционирование изотопов серы: в нижнем пирротиновом дифференциате  $\delta^{34}\text{S}=+6,2\text{‰}$ , а в верхнем халькопиритовом – +8,5%. То есть, ранее выделяющийся пирротиновый продукт содержал в себе больше легкого изотопа  $^{32}\text{S}$ , чем позднее кристаллизующийся халькопиритовый дифференциат, подобно тому как это имеет место в сульфидных рудах норильских месторождений [13].



3. Распределение химических элементов по изотопным категориям [28 и др.]

| Элементы легких изотопов, %; Z/N  | Элементы тяжелых изотопов, %; Z/N   | Элементы разнородных изотопов | Моноизотопные элементы, Z/N |
|-----------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|
| <sup>1</sup> H – 99,9844          | <sup>4</sup> He – 99,999863; 2/2    | <sup>70–76</sup> Ge           | <sup>9</sup> Be 4/5         |
| <sup>12</sup> C – 98,893; 6/6     | <sup>7</sup> Li – 92,48; 3/4        | <sup>74–82</sup> Se           | <sup>19</sup> F 9/10        |
| <sup>14</sup> N – 99,6337; 7/7    | <sup>11</sup> B – 80,39; 5/6        | <sup>79–81</sup> Br           | <sup>23</sup> Na 11/13      |
| <sup>16</sup> O – 99,763; 8/8     | <sup>40</sup> Ar – 99,6; 18/22      | <sup>78–86</sup> Kr           | <sup>31</sup> P 15/16       |
| <sup>20</sup> Ne – 90,92; 10/10   | <sup>48–50</sup> Ti – 84,79         | <sup>90–96</sup> Zr           | <sup>45</sup> Sc 21/24      |
| <sup>24</sup> Mg – 78,70; 12/12   | <sup>51</sup> V – 99,76; 23/28      | <sup>92–100</sup> Mo          | <sup>55</sup> Mn 25/30      |
| <sup>28</sup> Si – 92,21; 14/14   | <sup>88</sup> Sr – 82,56; 38/50     | <sup>96–104</sup> Ru          | <sup>59</sup> Co 27/32      |
| <sup>27</sup> Al > 99; 13/14      | <sup>115</sup> In – 95,72; 49/66    | <sup>102–110</sup> Pd         | <sup>75</sup> As 33/42      |
| <sup>32</sup> S – 95,018; 16/16   | <sup>128–130</sup> Te – 66,27       | <sup>106–116</sup> Cd         | <sup>89</sup> Y 39/50       |
| <sup>35</sup> Cl – 75,529; 17/18  | <sup>138</sup> Ba – 71,66; 56/82    | <sup>112–124</sup> Sn         | <sup>93</sup> Nb 41/52      |
| <sup>39</sup> K – 93,08; 19/20    | <sup>139</sup> La – 99,911; 57/82   | <sup>121–123</sup> Sb         | <sup>103</sup> Rh 45/58     |
| <sup>40</sup> Ca – 96,94; 20/20   | <sup>140–142</sup> Ce – 99,55       | <sup>124–136</sup> Xe         | <sup>127</sup> J 53/74      |
| <sup>52</sup> Cr – 83,76; 24/26   | <sup>181</sup> Ta – 99,9877; 73/108 | <sup>142–150</sup> Nd         | <sup>133</sup> Cs 55/78     |
| <sup>56</sup> Fe – 91,66; 26/30   | <sup>187</sup> Re – 62,93; 75/112   | <sup>144–154</sup> Sm         | <sup>141</sup> Pr 59/82     |
| <sup>58</sup> Ni – 67,88; 28/30   | <sup>189–192</sup> Os – 83,5        | <sup>151–154</sup> Eu         | <sup>159</sup> Tb 65/94     |
| <sup>63</sup> Cu – 69,09; 29/34   | <sup>193</sup> Ir – 62,7; 77/116    | <sup>152–169</sup> Cd         | <sup>165</sup> Ho 67/98     |
| <sup>64</sup> Zn – 76,7; 30/34    | <sup>194–198</sup> Pt – 99,21       | <sup>156–164</sup> Dy         | <sup>169</sup> Tm 69/100    |
| <sup>85</sup> Rb – 72,15; 37/48   | <sup>205</sup> Tl – 70,50; 81/124   | <sup>162–170</sup> Er         | <sup>197</sup> Au 79/118    |
| <sup>175</sup> Lu – 97,41; 71/104 | <sup>238</sup> U – 99,2739; 92/146  | <sup>168–176</sup> Yb         | <sup>209</sup> Bi 83/126    |
|                                   |                                     | <sup>174–180</sup> Hf         | <sup>232</sup> Th 90/142    |
|                                   |                                     | <sup>180–186</sup> W          |                             |
|                                   |                                     | <sup>196–204</sup> Hg         |                             |
|                                   |                                     | <sup>204–208</sup> Pb         |                             |

4. Содержание преобладающих пороодо- и рудобразующих элементов Земли и количество доминирующего в них изотопа [6, 7, 29 и др.]

| Элементы | Содержание элементов, мас. % |        |      | Количество доминирующего изотопа, % |
|----------|------------------------------|--------|------|-------------------------------------|
|          | Кора                         | Мантия | Ядро |                                     |
| O        | 49,13                        | 44,8   | 0,0  | <sup>16</sup> O – 99,763            |
| Si       | 26,0                         | 21,0   | 6,0  | <sup>28</sup> Si – 92,21            |
| Al       | 7,45                         | 2,2    |      | <sup>27</sup> Al – >99,0            |
| Fe       | 4,2                          | 5,8    | 85,5 | <sup>56</sup> Fe – 91,66            |
| Ca       | 3,25                         | 2,3    |      | <sup>40</sup> Ca – 96,94            |
| K        | 2,35                         | 0,03   |      | <sup>39</sup> K – 93,08             |
| Mg       | 2,35                         | 22,0   |      | <sup>24</sup> Mg – 78,70            |
| H        | 1,00                         |        |      | <sup>1</sup> H – 99,9844            |
| C        | 0,35                         |        |      | <sup>12</sup> C – 98,893            |
| Cl       | 0,2                          |        |      | <sup>35</sup> Cl – 75,529           |
| S        | 0,1                          | 1,9    |      | <sup>32</sup> S – 95,018            |
| Сумма    | 96,08                        | 98,43  | 91,5 |                                     |

Опыты по гидротермальному переотложению сульфидов проводились в условиях температурного перепада по ранее описанной методике [15, 19, 20]. Исследуемое вещество и водный раствор находились в запаянной кварцевой ампуле размером 380×12 мм,

которая помещалась в стальном автоклаве, содержащем дистиллированную воду для компенсации давления в ампуле, или (при работе с титановыми автоклавами) загружались непосредственно в автоклав, без изоляции от его стенок. Нагрев автоклавов осуществлялся в горизонтальных трубчатых печах.

Как видно из табл. 6, в большинстве экспериментов (за исключением опытов с галенитом) наблюдался предпочтительный вынос из исходного вещества тяжелого изотопа <sup>34</sup>S и обогащение им ранних продуктов кристаллизации. При переотложении галенита отмечалась иная картина – обогащение ранних продуктов отложения изотопом <sup>32</sup>S.

Приведенные примеры показывают поведение изотопов, несколько отличающееся от принятых представлений. Объяснение этому приводится ниже.

В целом можно констатировать, что фракционирование стабильных изотопов химических элементов обычно осуществляется на рубеже перехода элементов из одних сред и состояний в другие, чаще всего из расплава или раствора в твердое (минеральное) соединение, и наоборот. При этом определяющую роль может играть не подвижность изотопа, как таковая, а «потребность» в нем и его «пригодность» в кристаллизующемся минерале, точнее, в его кристаллической структуре.

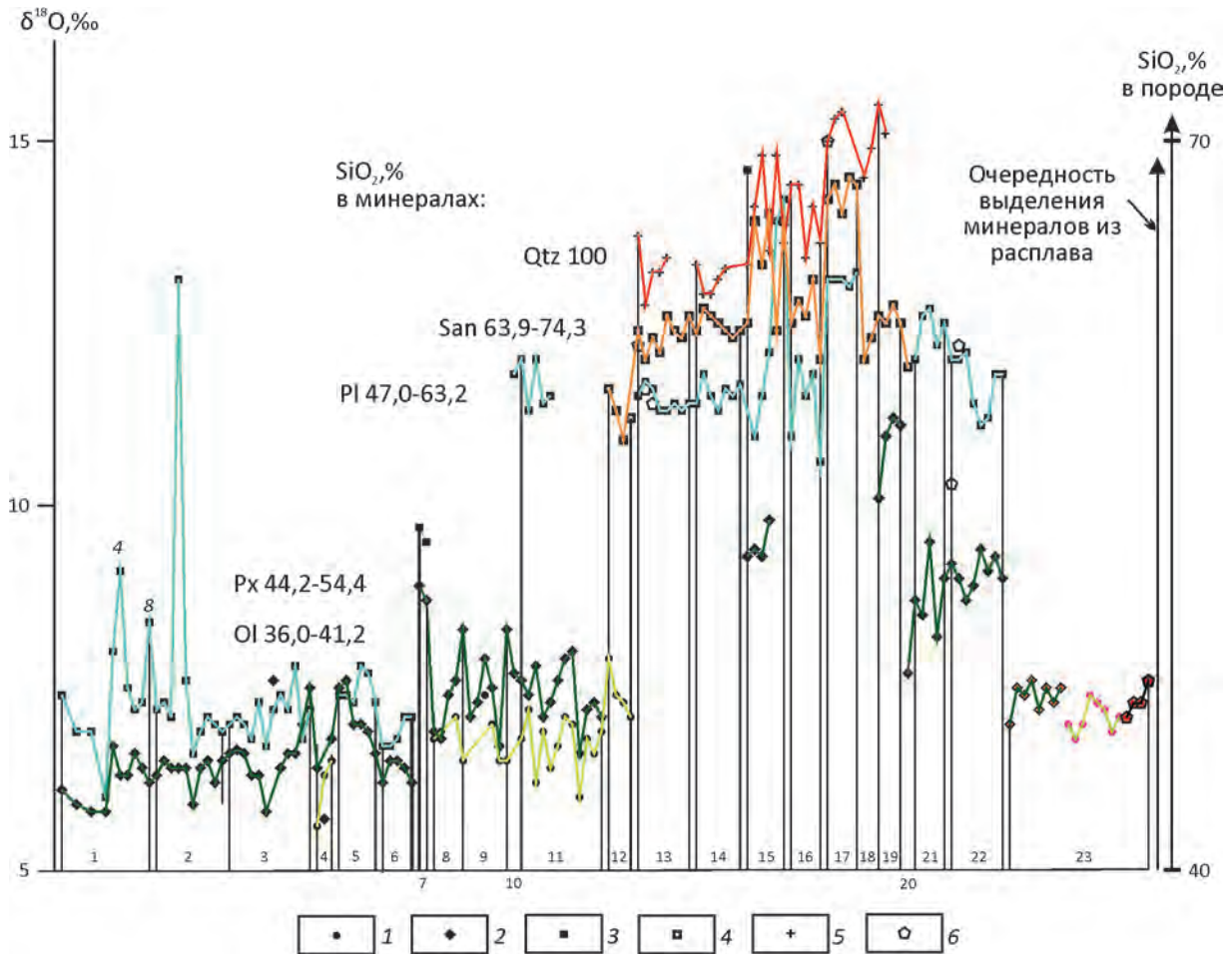


Рис. 5. Изотопный состав кислорода минералов пород Бушвельдского комплекса (1–6) [32] и вулканитов Центральной Италии (7–23) [30]:

ассоциирующие минералы: 1 – оливин (Ol), 2 – пироксены (Px), 3 – плагиоклаз (Pl), 4 – санидин (San), 5 – кварц (Qz), 6 – матрикс (Mx); породы: 1 – верхняя зона – UZ (кварцевый анортозит, оливиновое габбро, магнетит-оливиновое габбро, магнетитовый габбронорит, магнетитовое лейкогаббро, пятнистый анортозит, лейкогаббронорит, магнетитовый лейкогаббронорит, габбронорит, норит), 2 – главная зона – MZ, граница между верхней и главной зоной на глубине 1575,81 м – UZ–MZ (габбронорит, норит, анортозит, лейконорит, меланорит), 3 – пироксенитовый горизонт 1969–1973 м, пятнистый анортозит, габбронорит, лейконорит, лейкогаббронорит, анортозит, оливиновый габбронорит, троктолитовый слой, 4 – нижняя зона – LZ (гарцбургит, пироксенит), 5 – нижняя зона (норит, пироксенит), 6 – критическая зона – CZ, Риф Меренского – MR (норит, пегматоид), 7 – фоналит, 8–9 – шошонит, 10 – фонотефрит, 11 – калиевый трахибазальт, 12 – лампроит, 13–17 – риолит, 18–19 – трахит, 20 – шошонит ксенолита, 21–22 – латит, 23 – андезит-базальт; красным цветом (порода 23) обозначены минералы и матрикс практически одновременной (субэвтектической) кристаллизации

5. Фракционирование изотопов серы при нагреве сульфидов в «сухих» условиях [20]

| № опыта | Режим нагрева |             | δ <sup>34</sup> S, ‰ |                      |                      | Величина и знак фракционирования, ‰ |
|---------|---------------|-------------|----------------------|----------------------|----------------------|-------------------------------------|
|         | T, °C         | Время, час. | Исходный материал    | Продукты нагрева     |                      |                                     |
|         |               |             |                      | Остаток от исходного | Сублимированная сера |                                     |
| 245     | 1140–1190     | 5           | +10,56               | +9,6                 | +12,8                | +3,2                                |
| 251     | 860           | 6           | +10,56               | +5,9                 | –                    | >+4,7                               |

## 6. Фракционирование изотопов серы при гидротермальном переотложении сульфидов [20]

| № опыта | Состав исходного вещества                                    | Состав исходного раствора | Вес                   |                                 | pH раствора |             | T <sub>max</sub> опыта, °C |                       | Исходное вещество | δ <sup>34</sup> S, ‰    |              |          | Знак фракционирования, ‰ |
|---------|--|---------------------------|-----------------------|---------------------------------|-------------|-------------|----------------------------|-----------------------|-------------------|-------------------------|--------------|----------|--------------------------|
|         |  |                           | Исходного вещества, г | Вновь образованного вещества, г | До опыта    | После опыта | В зоне растворения         | В зоне кристаллизации |                   | Продукты кристаллизации |              |          |                          |
|         |  |                           |                       |                                 |             |             |                            |                       |                   | Стадии                  |              |          |                          |
|         |  |                           |                       |                                 |             |             |                            |                       |                   | ранняя                  | средняя      | поздняя  |                          |
| 90      | Po(г+м) 75мас.%, Ср 10%, Pn 15%                              | 10% NH <sub>4</sub> Cl    | 12                    | 1                               | -           | -           | 290                        | 182                   | +10,5             | +12,0; Po (г)           | -            | -        | +2,0                     |
| 97      | То же  | То же                     | 11                    | 2                               | -           | -           | 359                        | 200                   | +10,5             | +11,5; Po (г)           | -            | -        | +1,0                     |
| 98      | То же  | 5% NH <sub>4</sub> Cl     | 1,3                   | 0,1                             | -           | -           | 354                        | 350                   | +10,5             | +12,2; Po (г)           | -            | -        | +2,3                     |
| 95      | То же  | 1% NH <sub>4</sub> Cl     | 10                    | 0,1                             | -           | -           | 305                        | 187                   | +10,5             | +12,2; Po (г)           | -            | -        | +2,3                     |
| 100     | То же  | 10% NH <sub>4</sub> Cl    | 21                    | 3                               | -           | -           | 466                        | 352                   | +10,5             | +11,2; Po (г+м)         | -            | -        | +1,3                     |
| 114     | Po(г+м) 50%, Pn 15%, Ср 25%, окисные+силикатные минералы 10% | То же                     | 20                    | 15                              | 4,61        | 8,04        | 430                        | 338                   | +7,9              | +10,0; Po (г)           | +8,9; Ср     | +8,3; Ср | +2,1                     |
| 112     | Ср 80%, Pn 15%, MI+Viol 5%                                   | 2M NaCl                   | 21                    | 5                               | 5,82        | 2,73        | 515                        | 303                   | +8,7              | +8,9; Ср+Py             | -            | -        | +0,2                     |
| 176     | Ср 30%, Та 20%, Cub 30%, Pn 20%                              | 10% NaCl                  | 97                    | 7                               | 6,6         | 6,1         | 526                        | 356                   | +7,7              | +10,5; Po+Ср            | -            | -        | +2,8                     |
| 267     | Po(г+м) 60%, Pn 12%, Ср 18%, окисные+силикатные минералы 10% | 10% NH <sub>4</sub> Cl    | 20                    | 0,5                             | 3,8         | 4,1         | 398                        | 298                   | +9,4              | +10,8; Po (г)           | +10,4; Po+Ср | -        | +1,4                     |
| 164     | Пирит  | То же                     | 19,7                  | 0,3                             | 5,3         | 9,0         | 412                        | 340                   | +9,0              | +11,2; Po (г)           | +10,6; Po+Ср | -        | +3,2                     |
| 216     | Пирит  | То же                     | 13,8                  | 8,0                             | 5,3         | 7,2         | 440                        | 335                   | -9,2              | -3,5; Py+Mz             | -4,6; Py     | -        | +5,6                     |
| 261     | Пирит  | То же                     | 25,5                  | 10,0                            | 5,3         | 8,6         | 470                        | 340                   | +0,4              | +4,4; Py                | -            | -        | +4,0                     |
| 270     | Сфалерит   | То же                     | 20,0                  | 5,0                             | 3,8         | 7,0         | 460                        | 415                   | +5,5              | +7,7; Sph               | -            | -        | +2,2                     |
| 272     | Сфалерит   | То же                     | 20,3                  | 8,0                             | 3,8         | 6,5         | 350                        | 300                   | +5,5              | +6,7; Sph               | -            | -        | +1,2                     |
| 268     | Арсенопирит  | То же                     | 20,0                  | 0,1                             | 3,8         | 7,1         | 400                        | 320                   | -1,5              | -0,5; Po                | -            | -        | +2,2                     |
| 264     | Галенит  | То же                     | 19,4                  | 19,4                            | 3,8         | 3,5         | 400                        | 355                   | -7,0              | -13,2                   | -9,5         | -4,8     | -8,4                     |
| 269     | Галенит  | То же                     | 20,0                  | 1,0                             | 3,8         | 1,5         | 330                        | 280                   | -7,0              | -11,4                   | -            | -        | -4,4                     |

Примечание. Po – пирротин гексагональный (г) и моноклинный (м), Pn – пентландит, Ср – халькопирит, Та – таллахит, MI – миллерит, Viol – виоларит, Cub – кубанит, Py – пирит, Mz – марказит.



Структура минералов и других соединений является тем более равновесной и устойчивой (прочной), чем больше в ней одинаковых изотопов у основных (структурообразующих) элементов. Соответственно, чем больше изотоп отличается от преобладающих изотопов, тем менее он стабилен в соединениях, в том числе в кристаллических решетках минералов. Следовательно, облегченное перемещение и фракционирование свойственны малочисленным изотопам химических элементов. Из-за присущих им отличий и особенностей они дискомфортны (в некоторой мере чужды) базовым структурам, менее связаны в них и ослабляют их устойчивость. Поэтому при термическом возбуждении структуры веществ малочисленные и малоустойчивые (фракционируемые) изотопы активнее перемещаются внутри них и покидают их.

Таким образом, в структурах минералов и других химических соединений более предпочтительными и устойчивыми (выгодными) являются те изотопы (легкие или тяжелые), которые составляют большую часть элемента.

Малопригодный изотоп может находиться непосредственно на границе с кристаллизующимся зерном и не быть принятым в него, тем более если рядом находится пригодный. Это происходит потому, что в первую очередь кристаллической структурой потребляется тот изотоп, который принадлежит к преобладающей (многочисленной) разновидности своего ряда, составляющей основу структуры, и являющийся наиболее выгодным в ней. Здесь, как и в любой структуре, кроме массы, важную роль может играть размер и конфигурация составляющих ее частиц, в данном случае размер ядра изотопа.

Как известно, размер ядра характеризуется его радиусом, обычно определяемым по эмпирической формуле:  $R = R_0 A^{1/3}$ , где  $R_0 = (1,3 - 1,7) \cdot 10^{-15} \text{ м}$ ;  $A$  – массовое число.

Из формулы видно, что размер ядра пропорционален числу нуклонов ( $A$ ), которое в пределах одного элемента меняется за счет изменения количества нейтронов ( $N$ ), обуславливающих существование изотопов, различающихся не только массой, но и размерностью ядра. Именно размер ядра может определять степень совместности и различия устойчивости изотопов в структурах минералов и других соединений, так как каждая структура для достижения максимальной прочности в первую очередь стремится вмещать в себя (использовать) предельно одинаковые по массе и размеру (строго «калиброванные») типы ее составляющих.

Следовательно, структура минералов и других соединений во многом управляет распределением и фракционированием изотопов химических элементов.

На практике обычно определяются отношения изотопов следующих элементов (%), большинство которых являются главными в природных материалах, в том числе в минералах пород и руд:  $^2\text{D} - 0,0156/^1\text{H} - 99,9844$ ;  $^{13}\text{C} - 1,11/^{12}\text{C} - 98,893$ ;  $^{18}\text{O} - 0,1995/^{16}\text{O} -$

$99,763$ ;  $^{34}\text{S} - 4,41/^{32}\text{S} - 95,018$ ;  $^{82}\text{Se} - 9,19/^{76}\text{Se} - 9,02$ ;  $^{15}\text{N} - 0,36/^{14}\text{N} - 99,6337$ ;  $^{30}\text{Si} - 3,05/^{28}\text{Si} - 92,21$ ;  $^{11}\text{B} - 80,39/^{10}\text{B} - 18,98$ ;  $^7\text{Li} - 92,48/^6\text{Li} - 7,52$ ;  $^{39}\text{K} - 93,08/^{41}\text{K} - 6,91$ ;  $^{40}\text{Ca} - 96,94/^{44}\text{Ca} - 2,08$ .

Как видно, в преобладающей части этих отношений существует большая разница по количеству сравниваемых изотопов. То есть рассматривается количество малочисленных изотопов на фоне преобладающих, структурообразующих, которые являются базовой составляющей, обычно не участвующей в процессах фракционирования.

Межфазное распределение изотопов определяется энергетической и физической возможностью вхождения их в состав сосуществующих соединений и степенью устойчивости в них, которые во многом зависят от состава и строения соединений (минералов), различающихся между собой по этим характеристикам.

Межфазному распределению подвергаются малочисленные изотопы. Переход их из одной фазы в другую (изотопный обмен) зависит от прочности структуры и величины энергии связи изотопа в ней. Одни минералы легче вмещают в себя «дискомфортные» изотопы, а другие труднее. Возможно, здесь сказывается плотность минералов. Например, более плотный оливин сложнее и меньше «впускает» в себя  $^{18}\text{O}$ , чем менее плотные пироксены и плагиоклазы.

В силикатных системах кислород, как известно, в основном находится в структуре кремнекислородного тетраэдра. Изотоп  $^{18}\text{O}$  может заполнять его полностью или частично. В реальности полное заполнение маловероятно, так как обычно в системе резко доминирует  $^{16}\text{O}$  (~99,7%). Более возможно частичное вхождение в тетраэдр изотопа  $^{18}\text{O}$  с различным его количеством.

Межфазный обмен, вероятно, в основном происходит взаимно: изотоп  $^{18}\text{O}$  переходит (вытесняется) из одной (менее комфортной для него, более плотной) фазы в менее плотную со встречной заменой его на  $^{16}\text{O}$ .

Приведенные выше результаты экспериментов по нагреву и переотложению сульфидов свидетельствуют о том, что в изучаемых минеральных соединениях малочисленный изотоп  $^{34}\text{S}$  менее устойчив, менее выгоден, чем доминирующий изотоп  $^{32}\text{S}$ . Исключением являются данные по переотложению галенита. Возможно, это связано с особенностями состава и структуры галенита, в котором резко преобладает (до 86,5%) тяжелый Pb, создающий кристаллическую структуру минерала, благоприятную для тяжелого изотопа серы, и способный влиять на распределение изотопов серы.

В целом, изотопные отношения в породо- и рудообразующих минералах задаются при их первичном образовании и остаются таковыми (мало изменяются) в последующем, если не подвергаются метаморфизму. Первичные же отношения зависят от химического и изотопного состава источника вещества, режима зарождения в нем породообразующего (в частности, магматического) материала и, в конечном

счете, определяются условиями кристаллизации минералов.

Таким образом, различие в изотопном составе минералообразующих элементов может определяться разновременностью плавления, растворения и кристаллизации минералов, сопровождающейся изменением не только химического, но и изотопного состава системы. Причем это касается как различных частей (зон) одного кристалла, так и зерен разновременно выделяющихся разных минералов.

Надо отметить, что большинство природных процессов в своей реализации эволюционирует от более высоких температур к более низким, в связи с чем межфазное распределение изотопов в их продуктах меняется. Поэтому в определениях изотопного состава элементов минералов отражаются в основном конечные (низкотемпературные) стадии их существования. То есть в преобладающих случаях они не соответствуют действительным ситуациям первичного минералообразования и пройденных этапов эволюции, но могут сохранять характер межфазных отношений, оставаясь в позициях относительно больших или меньших величин. Наиболее близкими к первичным состояниям могут быть изотопные значения эффузивных образований из-за их сравнительно быстрого охлаждения, вызывающего некоторую консервацию (закалку) первичных отношений. Однако и в этих случаях кристаллизация минералов происходит в неравновесных условиях, а сами минералы претерпевают некоторый отжиг, меняющий изотопную картину.

Рассмотренные закономерности поведения изотопов в природных процессах позволяют использовать их в прогнозно-поисковых целях. В частности, по изотопному составу кислорода пород можно относить их к перспективно рудоносным или безрудным формациям и комплексам, а затем выделять среди рудоносных конкретные перспективные участки. Например, (в простейшем варианте) при обнаружении на закрытой территории выхода на поверхность габброидного тела, определением  $\delta^{18}\text{O}$  можно выяснить его формационную принадлежность: к мафит-ультрамафитовой (габбро-норит-перидотитовой) –  $\delta^{18}\text{O} \leq 7\%$  формации, или к менее магнезиальной габбро-диоритовой –  $\delta^{18}\text{O} \geq 7\%$ .

Отнеся тело к первой формации, дополнительными анализами в точках, расположенных в двух перпендикулярных направлениях, можно выявить его рассленность (по изменению величины  $\delta^{18}\text{O}$  от меньшей к большей), а по ней – определить, где находится верх (с большим значением  $\delta^{18}\text{O}$ ) и низ магматического комплекса. На основании этого можно допускать (прогнозировать) нахождение вверх по разрезу (под скрытыми участками) платино-медно-никелевых и (выше) железорудных горизонтов, а вниз – платиноносных хромитовых.

Основные заключения и выводы сводятся к следующему.

1. Наблюдаемые в природе химические элементы и их изотопы в основном являются продуктами взрыва сверхновых. Элементы внутризвездного синтеза образуются в моновариантном (моноизотопном) виде и обычно навсегда остаются таковыми внутри невзорвавшихся звезд.

2. Синтез химических элементов и их изотопов в сверхновых происходит практически мгновенно (безреакционно) на стадии снижения  $P$ - $T$  параметров, путем соответствующих объединений (компоновки) элементарных частиц (нейтронов, протонов и электронов) – продуктов преобразования первичных элементов исходной звезды.

3. Стабильные изотопы химических элементов разделяются на доминирующие (многочисленные) и малочисленные. Доминирующие изотопы обычно составляют основу (каркас) кристаллических структур минералов и других соединений или входят в состав этого каркаса. Они наиболее предпочтительны и устойчивы («выгодны») в них и практически не участвуют в процессах фракционирования. Фракционированию в основном подвергаются малочисленные изотопы.

4. При последовательной (фракционной) кристаллизации минеральных фаз, как в расплавах, так и в растворах, ранние выделения могут обогащаться наиболее «выгодными» многочисленными изотопами, а поздние – остальными (малочисленными). Соответственно, при нагреве, плавлении и растворении минералов первыми их будут покидать малочисленные изотопы из-за свойственной им менее прочной связи (меньшей стабильности) в исходных соединениях, состоящих преимущественно из преобладающих (многочисленных) изотопов.

5. Различие в изотопном составе минералообразующих элементов может определяться разновременностью плавления, растворения и кристаллизации минералов, сопровождающейся изменением не только химического, но и изотопного состава системы. Причем это касается как различных частей (зон) одного кристалла, так и зерен разновременно выделяющихся разных минералов.

6. Отмеченные закономерности позволяют определять очередность и динамику кристаллизации ассоциирующих минералов горных пород и руд, проследить эволюцию и смену режима их образования, а также использовать в прогнозно-поисковых целях.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы* // В.Л.Масайтис, М.С.Машак, А.И.Райхлин и др. – С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998.
2. *Аскарьян Г.А., Прохоров А.М., Шипуло Г.П.* Светогидравлический эффект. Авт. свид. № 65 // Бюл. изобретателей. 1969. № 19. С. 3.

3. *Бедняков В.А.* О происхождении химических элементов // *Физика элементарных частиц и атомного ядра*. 2002. Т. 33. Вып. 4. С. 914–963.
4. *Бетхер О.В.* Петрология ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит) // Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1997.
5. *Взрывной нуклеосинтез* // Энциклопедия физики и техники. 2017. www.femto.com.ua.
6. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–571.
7. *Виноградов А. П.* Закономерности распределения химических элементов в земной коре // *Геохимия*. 1956. № 1. С. 6–52.
8. *Войткевич Г.В.* Химическая эволюция Солнечной системы. – М., 1979.
9. *Годлевский М.Н., Лихачев А.П.* Условия образования и эволюция рудоносных ультраосновных магм // *ЗВМО*. 1981. Вып. 6. С. 646–655.
10. *Дробышев В. Н.* Детонационный синтез сверхтвёрдых материалов // *Физика горения и взрыва*. 1983. Т. 19. № 5. С. 158–160.
11. *Зельдович Я.Б., Новиков И.Д.* Строение и эволюция Вселенной. – М., 1975.
12. *Ишханов Б.С., Капитонов И.М., Тутынь А.И.* Нуклеосинтез во Вселенной. – М.: Изд-во МГУ, 1998.
13. *Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П.* Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1974. № 2. С. 80–91.
14. *Лихачев А.П.* О поведении химических элементов в магматических и гидротермальных процессах // *ЗВМО*. 1975. Вып. 6. С. 649–663.
15. *Лихачев А.П.* О переотложении рудогенных и петрогенных компонентов водными растворами // *Геохимия*. 1975. № 10. С. 1459–1474.
16. *Лихачев А.П.* Лазерный способ исследования веществ при сверхвысоких температурах и давлениях // *Геохимия*. 1978. № 10. С. 1554–1557.
17. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006.
18. *Лихачев А.П.* Планеты земной группы как твердые остатки (ядра) обычных преимущественно газовых планет, потерявших газовую составляющую при первоначальной вспышке Солнца // *Отечественная геология*. 2014. № 3. С. 89–100.
19. *Лихачев А.П., Стрижов В.П.* Об изменении изотопного состава серы сульфидных руд медно-никелевых месторождений при нагреве и гидротермальном переотложении // *ЗВМО*. 1974. Вып. 3. С. 305–312.
20. *Лихачев А.П., Стрижов В.П.* О фракционировании изотопов серы сульфидов // *ДАН СССР*. 1977. Т. 236. № 1. С. 223–226.
21. *Луч оптического квантового генератора в жидкости* / Г.А.Аскаръян, А.М.Прохоров, Г.Ф.Чантурия, Г.П.Шипуло // *Физика экспериментальная и теоретическая*. 1963. Т. 44. Вып. 6. С. 2180–2182.
22. *Тейлер Р.Дж.* Происхождение химических элементов. – М., 1975.
23. *Фаулер У.А.* Экспериментальная и теоретическая ядерная астрофизика, поиски происхождения элементов // *Успехи физических наук*. 1985. Т. 145. С. 441.
24. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. – М.: Мир, 1989.
25. *Хёфс Й.* Геохимия стабильных изотопов. – М.: Мир, 1983.
26. *Хлонов М.Ю.* Физика Космоса. 1986 / Глоссарий Astronet.ru.
27. *Цветков Д.Ю.* Сверхновые Звезды // Astronet. <http://www.astronet.ru/db/msg/1175009>.
28. *Щербина В.В.* Основы геохимии. – М.: Недра, 1972.
29. *Ярошевский А.А.* Распространенность химических элементов в земной коре // *Геохимия*. 2006. № 1. С. 54–62.
30. *Barnekow P.* Volcanic Rocks from Central Italy: An Oxygen Isotopic Microanalytical and Geochemical Study. Dissertation. Gottingen. 2000.
31. *Hashimoto M., Nomoto K., Shigeyama T.* Explosive nucleosynthesis in Supernova 1987A // Institut D’Astrophysique De Paris. Pre-publication. No. 254. November 1988. Pp. 1–14.
32. *Oxygen and Hydrogen Isotope Stratigraphy of the Rustenburg Layered Suite, Bushveld Complex: Constraints on Crustal* / C.Harris, J.J.M.Pronost, L.D.Ashwal, G.Cawthorn // *J. Petrology*. 2005. Vol. 46. № 3. Pp. 579–601.
33. *Synthesis of the elements in stars* / E. M. Burbidge, G.R.Burbidge, W.A.Fowler, F.Hoyle // *Rev. Mod. Phys.* 1957. Vol. 29. Pp. 547.
34. *Trimble V.* The origin and abundances of the chemical elements // *Rev. Mod. Phys.* 1975. Vol. 47. Pp. 877.