

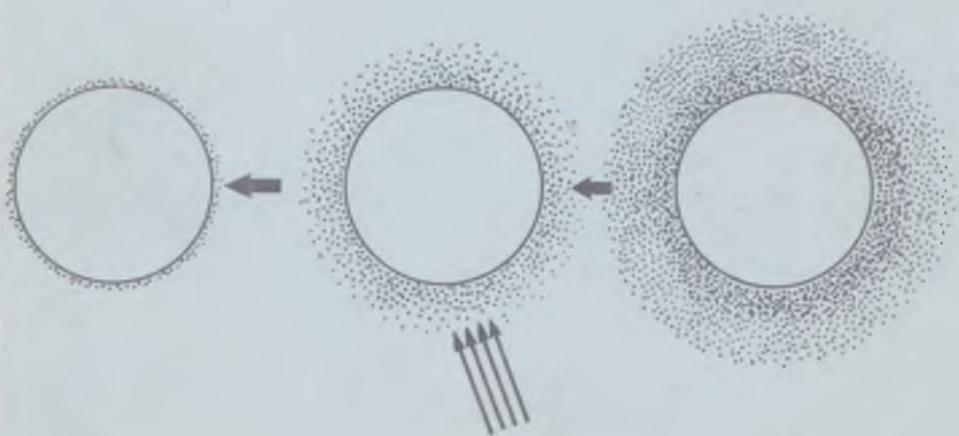
Литература



по геологии

«Наука»

Изотопная геохимия и космохимия



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ им. В.И. ВЕРНАДСКОГО

Литература



по геологии

«Наука»

Изотопная геохимия и космохимия

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

Ответственный редактор
доктор химических наук
Ю.А. ЩУКОЛЮКОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1990

Изотопная геохимия и космохимия. — М.: Наука, 1990. — 222 с. — ISBN 5-02-003189-5

В книге рассматриваются различные аспекты геологии, геохимии и космохимии изотопов. Обсуждение вопросов космохимии, эволюции кора—мантия, процессов современного вулканизма и формирования океанической коры, эволюции осадочной оболочки Земли основано на новейших результатах изотопно-геохимических исследований советских и японских ученых.

Рецензенты: *Ю.А. Балашов, И.М. Горохов*

Редактор *Т.А. Касаткина*

In this book different aspects of isotope geology geochemistry and cosmochemistry are concerned. Various problems of cosmochemistry, evolution of crust—mantle system, processes of modern volcanism and oceanic crust formation, Earth's sedimentary shell are discussed on the basis of the modern soviet and japanese isotope-geochemical investigation.

The book will be interesting for geochemists, geochronologists, cosmochemists.

И 1804020000-047
042 (02)-90 275-89, кн. 2

© Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, 1990

ISBN 5-02-003189-5

ПРЕДИСЛОВИЕ

Эта книга подготовлена по материалам, представленным на советско-японский симпозиум по изотопной геологии, состоявшийся в Иркутске.

Читатель не может не обратить внимание на чрезвычайно широкий диапазон тем, которым посвящены работы японских и советских авторов. В определенном смысле это было сознательно predetermined организаторами симпозиума. Поскольку такая встреча с японскими коллегами была первой, представлялось интересным познакомиться со всем спектром научных направлений изотопной геологии, разрабатываемых в Японии, и соответственно представить японским ученым состояние дел у нас.

В сборник помещена работа японских ученых Ш. Сасаки и К. Наказавы, иллюстрирующая современный изотопно-космохимический подход к изучению истории земной атмосферы с "нулевой точки" — ее возникновения при аккреции. Ряд статей освещает проблемы дальнейшей эволюции всего вещества Земли начиная с ее аккреции. Здесь неocenимую помощь современной геохимии приносят данные о закономерностях, систематике распределения изотопов благородных газов в геосферах. Так, в работах М. Озимы и Дж. Игараши, И. Канеоки содержатся интересные выводы об истории как атмосферы, так и мантии и коры нашей планеты.

Не менее важен и совершенно иной подход к изучению эволюции геосфер — метод численного моделирования систем, включающих в себя, прежде всего, пары радиоактивный—радиогенный изотопы, благородные газы и некоторые литофильные элементы (И.Я. Азбель, И.Н. Толстухин). Интересна работа Ю.Д. Пушкарева, где автор развивает свою оригинальную идею о том, что хорошо известные мантийные изотопные корреляции являются следствием дифференциального плавления изотопно-гетерогенного субстрата. На этой основе намечается новая модель эволюции системы кора—мантия, которая основывается на учете изотопных эффектов, вызванных неравновесным дифференциальным плавлением.

Изотопная геохронология — традиционная область исследований советских геохимиков, и некоторые представленные работы, выполненные Е.В. Бибиковой, Л.К. Левским, С.Б. Брандтом и их сотрудниками, демонстрируют новые достижения: тончайшее исследование сложных внутризерновых изотопных систем цирконов с помощью ионного микрозонда, детальное датирование цирконов из пород Камчатки в попытке найти признаки первичного древнего возраста в более молодых образованиях и другие данные.

Японские и советские участники симпозиума в г. Иркутске познакомились с состоянием изотопно-геохимических и изотопно-геохронологических исследований в сибирских научно-исследовательских институтах.

Помещенные в сборнике статьи Г.С. Плюснина, С.Б. Брандта и их сотрудников представляют интересные исследования, проводимые хозяевами совещания.

Наряду с радиогенными изотопами для изучения эволюции глубинного вещества используются стабильные изотопы легких элементов. Две работы — В.И. Виноградова и В.А. Гриненко с сотрудниками — содержат очень информативные данные о применении изотопов в комплексе для оценки процессов рециклинга, т.е. участия пород осадочного цикла в формировании более глубинных пород. Оригинальна работа, где решается обратная задача, — поиск мантийного компонента (благородные газы и другие летучие) в некоторых метаморфических породах. В книге представлено исследование изотопной геохимии карбонатных пород (В.Н. Загнитко).

Читатели, интересующиеся методикой изотопно-геохимических исследований, также найдут в книге интересные работы: оригинальное исследование летучих в породах с помощью масс-спектрометрического метода, проведенное под руководством Л.К. Левского; чрезвычайно перспективное направление по изотопной микронеоднородности кристаллов кальцита и графита в мраморе (Х.Вада); изящный метод лазерного $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ датирования, развиваемый М.И. Карпенко и В.В. Иваненко. Наконец, теория изотопного фракционирования представлена в предлагаемой вниманию читателя книге в статье В.Б. Полякова.

Конечно, такой широкий диапазон тематики книги не бесспорен, однако он выражает собой именно ту идею, которой сознательно руководствовались составители при компоновке книги; представить по возможности все направления, которые обсуждались на советско-японском симпозиуме — первой, но, надеемся, не последней плодотворной встрече советских и японских специалистов в области изотопной геологии.

М. Озима, Дж. Игараша

ЗЕМНЫЕ ИНЕРТНЫЕ ГАЗЫ: ОГРАНИЧЕНИЯ И ВЫВОДЫ ОБ ЭВОЛЮЦИИ АТМОСФЕРЫ

ВВЕДЕНИЕ

Браун [11] впервые отметил заметное различие в относительной распространенности летучих элементов, особенно инертных газов, в атмосферах Земли и Солнца. Из своих наблюдений он сделал вывод, что это расхождение — следствие вторичности земной атмосферы, поскольку в первичной атмосфере, состоящей из остатков солнечной туманности, распространенность элементов должна быть идентична распространенности элементов в космосе, что наблюдается в атмосфере Солнца. В этом случае инертные газы являются источником информации о происхождении и эволюции земной атмосферы.

Существует два различных подхода использования данных по инертным газам в исследовательских задачах: первый заключается в сравнении элементной распространенности инертных газов или их относительной распространенности; второй — в исследовании их изотопных отношений. Начиная с успешной попытки Брауна, первый из этих подходов дал ключ к пониманию происхождения планетарных атмосфер [48, 65, 82]. Однако анализ распространенности элементов, особенно таких летучих, как инертные газы, легко подвергающихся фракционированию, может оказаться затруднительным, поскольку довольно часто трудно установить, является ли наблюдаемая распространенность элементов (или их относительная распространенность) отражением начального состояния или она уже характеризует последующие изменения. И напротив, изотопные отношения в значительно меньшей степени подвержены фракционированию, и поэтому вполне допустимо предположить, что они несут истинную информацию о начальном состоянии. Выводы, сделанные исходя из изотопных отношений, можно считать менее неопределенными.

В последние несколько лет был получен ряд интересных данных об изотопных отношениях земных инертных газов. В первой части настоящей работы мы покажем "состояние дел", сложившееся в исследованиях земных инертных газов, особенно обратим внимание на изотопный состав вещества Земли. Будут также рассмотрены инертные газы в палеоатмосфере. Во второй части мы исследуем земные инертные газы по отношению к инертным газам, распространенным в Солнечной системе. В третьей части мы рассмотрим различные эволюционные модели земной атмосферы в свете особенностей инертных газов.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

ИНЕРТНЫЕ ГАЗЫ АТМОСФЕРЫ

Инертные газы воздуха. Весьма вероятно, что воздух является основным резервуаром, в котором содержатся земные инертные газы (с точки зрения запаса инертных газов). Это следует из сравнения содержания инертных газов в воздухе и в скальных породах мантии Земли (см., например, рис. 9.1 в работе [57]). Однако необходимо отметить, что все эти хорошо проанализированные образцы относятся к верхней мантии. Поэтому вполне вероятно, что значительное количество инертных газов все еще остается в нижней мантии и даже в ядре Земли. Выше рассмотрены очень высокие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, обычно наблюдаемые в кратерах вулкана, что говорит о наличии первичного He в глубине мантии. Xe может также находиться в глубине мантии [60]. По предположению Стивенсона (личное сообщение), некоторое количество Xe может находиться в ядре Земли. И все же

Таблица 1

Данные изотопного состава инертных газов в воздухе

Изотопы	Изотопные отношения	Альтернативная нормализация	Распространенность, а.е.м., %
Гелий			
3	1,399±13	1	0,00014
4	10 ⁶	714 800	~ 100
Неон			
20	100	9,800	90,50
21	0,296±2	0,029	0,268
22	10,20±8	1	9,23
Аргон			
36	0,3378±6	1	0,3364
38	0,0635±1	0,188	0,0632
40	100	295,5	99,60
Криптон			
78	0,6087±20	1,994	0,3469
80	3,9599±20	12,973	2,2571
82	20,217±4	66,23	11,523
83	20,136±21	65,97	11,477
84	100	327,6	57,00
86	30,524±25	100	17,398
Ксенон			
124	0,3537±11	2,337	0,0951
126	0,33±17	2,180	0,0887
128	7,136±9	47,15	1,919
129	98,32±12	649,6	26,44
130	15,136±12	100	4,07
131	78,90±11	521,3	21,22
132	100	660,7	26,89
134	38,79±6	256,3	10,43
136	32,94±4	217,6	8,857

поскольку сейчас мы не имеем возможности оценить количество инертных газов, содержащихся в ядре Земли, то будем придерживаться предположения, что в воздухе содержится приблизительно весь запас земных инертных газов. Несмотря на то что содержание инертных газов в воздухе приближается к общему их запасу на Земле, изотопный состав некоторых инертных газов (Ne и He) в воздухе и в веществе Земли заметно отличается друг от друга. Очевидно, что такое различие является отражением какого-то особого эволюционного процесса в системе атмосфера—Земля. Следовательно, сравнение изотопного состава инертных газов, содержащихся в воздухе и внутри Земли, даст очень нужную информацию об этом процессе [44, 61]. В табл. 1 представлен изотопный состав инертных газов в воздухе.

Палеоатмосфера. Доказательство изменения во времени таких изотопных отношений палеоатмосферных инертных газов, как $^{40}Ar/^{36}Ar$ или $^{129}Xe/^{130}Xe$ дало бы возможность наложить весьма полезное ограничение на модель эволюции системы атмосфера—Земля. До сих пор предпринимались попытки найти только отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$. Впервые Александр [2] попытался определить $^{40}Ar/^{36}Ar$, анализируя несколько докембрийских известняков, в надежде, что в отложениях мог находиться древний атмосферный Ar . Наиболее трудной задачей при определении палеоатмосферного отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$ было определение поправки на радиогенный ^{40}Ar , образовавшийся *in situ*. Для этого он использовал $^{40}Ar-^{39}Ar$ изохронный метод. К сожалению, попытка оказалась безуспешной.

Позже Кадоган [13] провел с помощью $^{40}Ar-^{39}Ar$ изохронного метода анализ известняка возрастом 380 млн лет и оценил изотопное отношение $^{40}Ar/^{36}Ar = 291 \pm 1$ (для захваченного Ar), которое он считал палеоатмосферным изотопным отношением.

Джонс [42] проанализировал несколько окаменевших растений и известняков, полагая, что окаменевшие растения обладают лучшей способностью отразить истинный палеоатмосферный изотопный состав Ar . Однако результаты оказались не очень обнадеживающими.

Недавно Келли и др. [36] использовали $^{36}Ar/^{40}Ar-K/^{40}Ar-Cl/^{40}Ar$ корреляционную диаграмму для того, чтобы получить отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ для Ar , содержащегося в жидких включениях аутигенной слюды (возрастом 268 млн лет). На этой диаграмме поправочная компонента хлора представляет природную компоненту из современной морской воды, а поправочная компонента на калий соответствует образовавшемуся *in situ* радиогенному изотопу ^{40}Ar . Скорее всего, надежные изотопные отношения палеоатмосферного Ar могут быть получены из образцов, которые содержат пренебрежимо малое количество калия и, следовательно, требуют введения только малой поправки для радиогенного ^{40}Ar . К сожалению, таких образцов пока нет.

ИНЕРТНЫЕ ГАЗЫ ВНУТРИ ЗЕМЛИ

Весьма вероятно, что, за исключением радиогенных ^{40}Ar и 4He , количество инертных газов, находящихся в коре Земли, пренебрежимо мало по сравнению с количеством инертных газов, содержащихся в мантии Земли. Поскольку мы не имеем сведений о содержании инертных газов

в глубинных слоях мантии и в ядре Земли, то ограничимся только рассмотрением верхней мантии. Однако это не повлияет на общность наших выводов об эволюции земной атмосферы, так как весьма вероятно, что современная атмосфера является продуктом верхней мантии или ее производных.

Гелий. Гелий имеет два изотопа — ^3He и ^4He . В то время как изотоп ^4He образуется непрерывно вследствие радиоактивного распада U и Th, образованием изотопа ^3He можно пренебречь при оценке полного содержания He в веществе Земли (внутри ее) [44]. Образование ^3He становится существенным только в некоторых веществах, например в обогащенных литием минералах [44] или на поверхности скал на большой высоте, в породах, подверженных облучению космической радиации в течение значительного времени ($> 10^5$ лет) [38, 46]. Следовательно, мы с большой достоверностью можем предположить, что изотоп ^3He является, по существу, первичным, а отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах внутри Земли постоянно уменьшалось по величине с момента образования Земли по настоящее время.

На рис. 1 представлены обобщающие данные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в типичных веществах Земли. Из данных рисунка видно, что изотопное отношение изменяется в широких пределах, однако можно обнаружить несколько примечательных черт. Во-первых, отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ для веществ земной коры в целом намного меньше, чем в веществе мантии. Это вполне объяснимо, поскольку U и Th намного больше в земной коре, нежели в мантии. Во-вторых, это отношение в MORB (среднеокеанические подводные базальты) находится в довольно узком диапазоне — от 1,1 до $1,2 \times 10^{-5}$, как следует из работы [39]. В третьих, образцы из зон "горячих пятен" имеют самое высокое отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$ из всех наиболее часто встречающихся земных веществ [4, 33, 40]. Для некоторых алмазов это отношение на порядок больше любых других земных веществ [29, 58, 60].

Более высокие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в породах "горячих пятен" обычно объясняют тем, что они зародились на большой глубине в менее дифференцированной мантии и поэтому содержат больше ^3He [3, 4, 24, 33, 77].

Самые высокие значения отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, обнаруженные в нескольких алмазах, приводят к интересным гипотезам о природе первичного He в породах Земли [58]. Поскольку содержание U и Th в алмазах предельно мало (к настоящему времени проведено несколько измерений, которые показали, что содержание U составляет менее $10^{-9}\%$ [37]), то значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в некоторых кристаллах алмаза практически не изменилось, образно говоря, "застыло". Поэтому алмазы с таким низким содержанием U и Th, по всей видимости, имеют отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, характерное для окружающей мантии, где произошла их кристаллизация.

Некоторые алмазы, как известно, имеют очень большой возраст (> 3 млрд лет) [37, 68]. Следовательно, благодаря их сильной химической инертности и высокой температурной стабильности в условиях низкой летучести O_2 и низкой диффузионной способности He [29] мы можем надеяться, что некоторые алмазы несут уникальную информацию об изотопном отношении He в первичной мантии. Причем подобную информацию невозможно получить из образцов других веществ. Озима и др. [60] нашли,

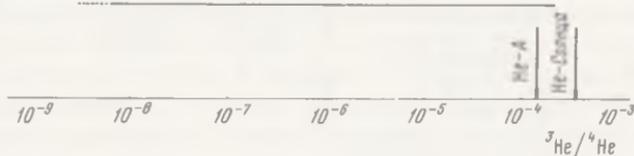


Рис. 1. Отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ для различных земных веществ

Для планетарного He (He = A) ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1,4 \cdot 10^{-4}$ и для He Солнца ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 4 \cdot 10^{-4}$. Данные океанические и для "горячих пятен" соответствуют вулканизму океаническому и "горячих пятен". Данные для алмазов получены в результате анализа 100 образцов [29, 58, 60]

что некоторые алмазы имеют отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ больше 10^{-4} , а два алмаза даже больше, чем планетарное отношение ($1,4 \times 10^{-4}$), — вплоть до $3,2 \times 10^{-4}$. Хонда [29] нашел у австралийских алмазов отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ также выше планетарного. Поскольку отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ монотонно уменьшается во времени в породах Земли, то начальное значение его во время образования Земли должно быть выше наибольшего из найденных значений у алмазов. В соответствии с этим Озима и Зашу [58] пришли к выводу, что первичный гелий внутри Земли не может быть планетарным, а, вероятнее всего, является частью гелия Солнца (для него ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 4 \times 10^{-4}$). К такому же выводу пришли Хонда и др. [29], которые обнаружили солнцеподобный неон в алмазах. Этот факт мы рассмотрим ниже.

Итак, значение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ внутри Земли изменяется очень сильно (на несколько порядков), что объясняют появлением радиоактивного ${}^4\text{He}$ за счет распада U и Th. Исходя из изотопного состава He в некоторых алмазах, мы приходим к выводу, что первичный He в породах Земли не планетарного происхождения, а является, по-видимому, частью солнечного He.

Неон. Неон имеет три изотопа — ${}^{20}\text{Ne}$, ${}^{21}\text{Ne}$, ${}^{22}\text{Ne}$. Общепринято изображать изотопный состав неона в трехизотопной диаграмме, т.е. ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ — ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ (рис. 2). На рисунке показаны три основных вида неона, наблюдаемые в Солнечной системе, а именно: неон в солнечном ветре, планетарный неон и неон воздуха; кроме того представлено содержание неона в мантии.

Различное происхождение этих видов неона мы рассмотрим в последнем разделе. В отличие от других инертных газов (Ar, Kr и Xe, за исключением нуклеогенных изотопов последнего) Ne, по-видимому, имеет в воздухе изотопный состав отличный от изотопного состава Ne земных пород.

Поредра и др. [66] нашли, что отношения ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ в некоторых образцах MORB значительно выше (на 9%), чем для Ne воздуха. Эти авторы,

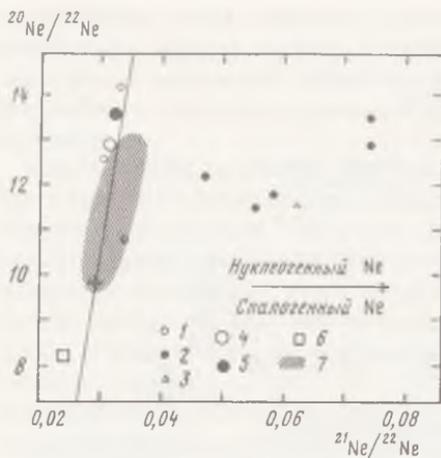


Рис. 2. Изотопы неона в различных земных веществах, представленных в диаграмме $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ – $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. Линия, проходящая через "воздух" – линия масс-фракционирования

1 – австралийские и арканзасские алмазы [29]; 2 – заирские алмазы [62]; 3 – углекислый газ из пробуренной скважины в Нью-Мексико [64]; 4 – неон в лунной брекчии; 5 – неон в солнечном ветре; 6 – планетарный неон; 7 – MORB

однако, предположили, что такое различие объясняется не масс-фракционированием во время процесса образования магмы и ее перемещения, а смещением некоторого неизвестного вида Ne с высоким отношением $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ и неоном воздуха. Стаудечер [77] для стекла из MORB предсказал, что отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ изменяется в диапазоне от 10 до 13. Финней [64] нашел, что значение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в CO_2 из пробуренной скважины оказалось равным $11,6 \pm 0,9$. Дополнительный анализ показал наличие у Xe более высоких отношений $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ и $^{131-136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ по сравнению с атмосферным ксеноном. Хонде [29] впервые удалось провести анализ изотопных отношений Ne в алмазах. Оказалось, что в четырех алмазах отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ значительно выше, чем в атмосферном Ne, причем самое высокое было найдено для бесцветного алмаза из Австралии $14,2 \pm 2,1$. Озима и Зашу [62] провели анализ пяти алмазов из Заира (весьма вероятно, что они были из одного геологического образования) с целью определения изотопных отношений для Ne и Ne. У всех пяти образцов отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ также оказалось выше, чем у атмосферного неона. Эти изотопные данные на диаграмме $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ – $^{22}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ расположены на линии, которую они интерпретировали как линию "смещения" атмосферного неона и неона, находящегося в алмазах, причем последний, по их мнению, состоял из захваченного солнечного и нуклеогенного Ne, образовавшегося *in situ*.

В то время как содержанием в Земле нуклеогенных изотопов ^{20}Ne и ^{22}Ne можно пренебречь, количество синтезированного изотопа ^{21}Ne может стать значительным [40]. Ядерные реакции, в результате которых синтезируется ^{21}Ne , имеют вид $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ и $^{24}\text{Mg}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ [82], где α и n образуются при распаде U и Th. Избыток ^{21}Ne по отношению к неону воздуха был обнаружен как в веществах земной коры, так и мантии, в частности в термальных водах [28], вулканических газах [14, 66], ксенолитах мантии [40] и в некоторых минералах [62, 81, 84]. Авторы указанных выше работ недвусмысленно объяснили этот избыток нуклеогенным происхождением ^{21}Ne . Эти ядерные реакции имеют особенно важное значение для вещества земной коры, где концентрации U и Th очень высоки.

Итак, совершенно очевидно, что изотопный состав Ne внутри Земли ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) отличается от изотопного состава неона воздуха. Избыток изотопа ^{21}Ne может быть объяснен нуклеогенным происхождением, т.е. в результате реакций $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ и $^{24}\text{Mg}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$, однако различие в значениях отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ между неоном воздуха и неоном, содержащимся в породах Земли, возникает, вероятнее всего, из-за фракционирования последнего в течение эволюции атмосферы. Неон, находящийся в породах Земли, по-видимому, похож на неон Солнца.

Аргон и криптон. За исключением радиогенного ^{40}Ar , который является продуктом радиоактивного распада ^{40}K , Ar и Kr , судя по всему, имеют идентичные изотопные составы в воздухе и в породах Земли. В минералах с большим содержанием U криптон, образовавшийся в результате реакции деления, можно обнаружить, однако эти минералы практически не играют сколько-нибудь значительной роли с точки зрения глобального запаса инертных газов.

Изотопное отношение Ar в мантии Земли — $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — было первым источником информации при построении модели дегазации мантии. Был проведен ряд исследований, в которых изучалось отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в современных вулканических породах, особенно в подводном вулканическом стекле, которое в наименьшей степени "загрязнено" аргоном воздуха, для того чтобы получить представление об изотопном отношении аргона древней мантии [21, 24, 58, 72]. Результаты этих исследований однозначно показали очень высокое значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — более 10 000. Несмотря на то что большинство исследователей считают, что в мантийном источнике MORB или в породах верхней истощенной мантии в настоящее время отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ более 10 000, некоторые авторы полагают, что в более глубокой мантии, представленной вулканическими породами "горячих пятен", отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ значительно ниже (менее 1000), чем в верхних слоях истощенной мантии [3, 24, 35, 45]. Однако Фишер [22] утверждает, что такое низкое значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ получилось в результате загрязнения атмосферным аргоном. Это расхождение остается открытым для разрешения в будущих исследованиях.

Ксенон. Вследствие очень небольшого содержания ксенона в веществе мантии (менее 10^{-11} см³/г при нормальных условиях) очень трудно провести точные измерения изотопного состава в исследуемых образцах. За исключением радиогенного (^{129}Xe) и полученных в результате расщепления (^{131}Xe — ^{136}Xe) компонент, по-видимому, нет какого-либо заметного различия в изотопных составах Xe воздуха и Xe, содержащегося в различных породах мантии. Это видно из рис. 3, где изотопный состав Xe представлен в виде процентного отклонения от изотопного состава Xe воздуха.

Об избытке ^{129}Xe и ^{131}Xe — ^{136}Xe в различных веществах мантии по отношению к атмосферному Xe сообщалось различными авторами, например в MORB [4, 78], в ксенолитах мантии [34, 40], в алмазах [29, 62] и в газе из скважины [12]. Избыток ^{129}Xe относительно Xe воздуха можно объяснить образованием из вымершего изотопа ^{129}I , а изотопов ^{131}Xe — ^{136}Xe — спонтанным делением либо ^{238}U , либо ^{244}Pu . Вследствие того что времена полураспада ^{129}I и ^{244}Pu короткие — 15,9 и 82 млн лет, наличие этих нуклеогенных изотопов Xe указывает на очень раннее образование атмосферы — приблизительно в течение нескольких десятков миллионов

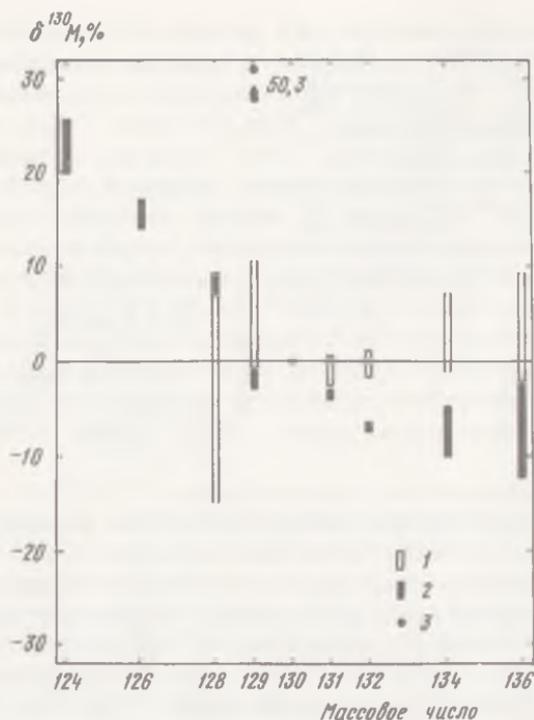


Рис. 3. Процентное отклонение изотопных отношений Хе (нормализованных по ^{130}Xe) из соответствующих изотопных отношений Хе воздуха, где $\delta^{130}M - \{ (^{130}M/^{130}M)_{\text{обр.}} / (^{130}M/^{130}M)_{\text{возд.}} - 1 \} \times 100$

1 - различные вещества мантии Земли (для вулканических пород из работ [3, 57, 78], для ксенолитов мантии из [12, 27, 71], для алмазов из [29, 62]); 2, 3 - ^{129}Xe в хондритах [63]

лет после образования Земли. Следовательно, их существование накладывает решающее ограничение на эволюцию атмосферы Земли, а установление изотопных аномалий Хе имеет первостепенное значение в понимании этой эволюции.

Хотя наличие избытка ^{129}Xe в веществе мантии скорее правило, нежели исключение, все же еще не совсем ясны происхождение и величина этого избытка. Стаудечер [78] и Аллегр [4] обнаружили избыток $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ в MORB, причем были получены значения, превышающие изотопные отношения в любых других земных веществах. Однако столь большой избыток ^{129}Xe в MORB не был подтвержден другими исследователями, хотя причина отсутствия такой аномалии может заключаться в загрязнении исследуемых образцов ксеноном воздуха или в их гетерогенности. Кроме MORB, один из самых больших избытков ^{129}Xe впервые был обнаружен в углекислом газе из пробуренной в Нью-Мексико скважины [12]; позже это было подтверждено другими исследователями [10, 64, 76]. Сообщалось, что избыток ^{129}Xe обнаружен во многих образцах ксенолитов мантии и алмазах, что может в принципе соответствовать действительности, хотя этот избыток и измерялся с большими ошибками вследствие малого коли-

чества Хе в образцах. Изотопы ксенона, образующиеся в результате реакций деления, диагностируются труднее. В некоторых образцах удается обнаружить избыток изотопов $^{131-136}\text{Xe}$ по отношению к ксенону воздуха, однако в большинстве случаев невозможно определить однозначно, в результате деления какого изотопа они образовались — ^{238}U или ^{244}Pu . Только в CO_2 из скважины удалось однозначно установить, что причиной избытка $^{131-136}\text{Xe}$ была реакция деления ^{238}U .

Пока еще не появилась работа, в которой бы сообщалось о существовании компонент Хе, образовавшихся в результате расщепления ^{244}Pu . Однако предполагается, что избыток $^{131-136}\text{Xe}$, обнаруженный в некоторых MORB [4, 78] и в алмазах [29], есть продукт расщепления ^{238}U . Но, если принимаем значение $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U} = 0,015$, оцененное для метеоритов [Подосек, 1972] как начальное значение, а содержание U на Земле равным $32 \cdot 10^{-9}$, то ^{136}Xe , образовавшийся в результате расщепления ^{244}Pu , должен быть сравним с ^{136}Xe воздуха. С другой стороны, предполагая содержание U равным $32 \cdot 10^{-9}$ в целом на Земле, количество изотопа ^{136}Xe , образовавшегося в результате реакции деления урана за 4,5 млрд лет, должно быть только около 1,7% от ^{136}Xe воздуха [8]. Недавние оценки отношения $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$ для метеоритов дают значительно меньшее значение ($\sim 0,005$) [46] [Марти и др., 1983], чем предварительная оценка (0,015). Но даже принимая во внимание меньшую оценку, содержание изотопов $^{131-136}\text{Xe}$, образовавшихся в результате расщепления ^{244}Pu , должно быть больше или, по крайней мере, сравнимо с содержанием изотопов ксенона, образовавшихся в результате деления ^{238}U в целом на Земле.

В результате тщательного изучения данных по метеоритам и земным образцам Пепин и Финней [63] пришли к выводу, что ксенон воздуха содержит 6,7% радиогенного ^{129}Xe , образовавшегося в результате распада ^{129}I , и около 4,7% изотопа ^{136}Xe , образовавшегося в результате деления ^{244}Pu . Игараши и Озима [31], обработав дополнительные данные по метеоритам (которые можно найти в литературе) и используя усовершенствованный аналитический метод (многовариантный корреляционный анализ), подтвердили данные Пепина и Финнея, хотя и получили несколько меньшее значение (около 3,1% атмосферного ^{136}Xe) для ксенона, образовавшегося в результате расщепления ^{244}Pu .

Эти результаты, равно как и начальное значение отношения $^{244}\text{Pu}/^{238}\text{U}$, полученное из анализа метеоритов, указывает на то, что Земля "содержала" довольно большое количество ^{244}Pu и ^{129}I . Следовательно, весьма вероятно, что в земных породах содержится не пренебрежимо малое количество и радиогенного ^{129}Xe и ксенона, появившегося в результате расщепления ^{244}Pu , часть которых затем перешла (дегазировала) в атмосферу.

ВЫВОДЫ И ОГРАНИЧЕНИЯ

ИНЕРТНЫЕ ГАЗЫ СОЛНЦА, ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И ЗЕМЛИ

В этом разделе мы рассмотрим характеристики атмосферных инертных газов по отношению к инертным газам, распространенным в Солнечной системе. Здесь мы ограничимся только теми характеристиками, которые касаются эволюции земной атмосферы. Для более общего рассмотрения космохимии инертных газов, в частности, исследующей внеземные компоненты инертных газов, читателю рекомендуется обратиться к главе, написанной Пепином [57].

Обычно считается, что существует две широко распространенные компоненты инертных газов в Солнечной системе: солнечного типа — инертные газы на Солнце, наблюдаемые при эмиссии элементарных частиц Солнцем в виде солнечного ветра или солнечных вспышек (He и Ne) или определяемые как поверхностно-связанные компоненты в лунных грунтах (Ar, Kr и Xe); планетарного типа — обнаруживаемые, как правило, в метеоритах, обычно в кислотоупорных компонентах, называемых Q [43], и хондритах, причем как элементный, так и изотопный состав последних существенно отличается от инертных газов солнечного типа. Вследствие своего широкого распространения и довольно однородного элементного и изотопного составов эта компонента инертных газов, как полагают, происходит от какого-то однородного и большого по размерам источника, находящегося в Солнечной системе, но происхождение этого источника как еще не совсем понятно. Хотя существование этих основных компонент уже не вызывает сомнений, их определение потребует в будущем дополнительных исследований.

Для солнечной компоненты сейчас хорошо известно, что изотопный состав инертных газов в большой степени зависит от энергии испускаемых частиц. Например, отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в солнечном ветре ($E \sim 1$ кэВ/н) равно приблизительно 13,7 [16], а в солнечных вспышках изменяется от 11 до 12 ($E \sim 1$ МэВ/н) [9, 17, 52, 53, 67]. Предполагается, что для частиц с еще большей энергией характерно даже более низкое значение отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ согласно спутниковым измерениям [15, 19, 49]. Особенно большое изменение изотопного отношения, как предполагается, отмечается для He, у которого отношение $^3\text{He}/^4\text{He}$, измеренное с помощью спутника ($E \sim 10\text{--}50$ МэВ/н), составляет 10^{-2} в отличие от солнечного ветра — 4×10^{-4} ($E \sim 1$ кэВ/н) [15]. Следовательно, встает вопрос: сможем ли мы найти характеристику среднего изотопного состава инертных газов Солнца при какой-либо произвольной эмиссии элементарных частиц Солнцем? Утверждалось, что вследствие своего довольно постоянного элементного состава, особенно Fe/O, солнечный ветер характеризует объемный химический состав Солнца (см., например, [50]). Однако учитывая то, что не наблюдается фракционирования в изотопных отношениях C, N, O, Mg между веществом в солнечных вспышках и земными веществами, Мейер [50] предположил, что солнечные вспышки точнее всего характеризуют изотопный состав инертных газов в объеме Солнца. Здесь, однако, необходимо отметить, что нет данных наблюдений по этим изотопным соста-

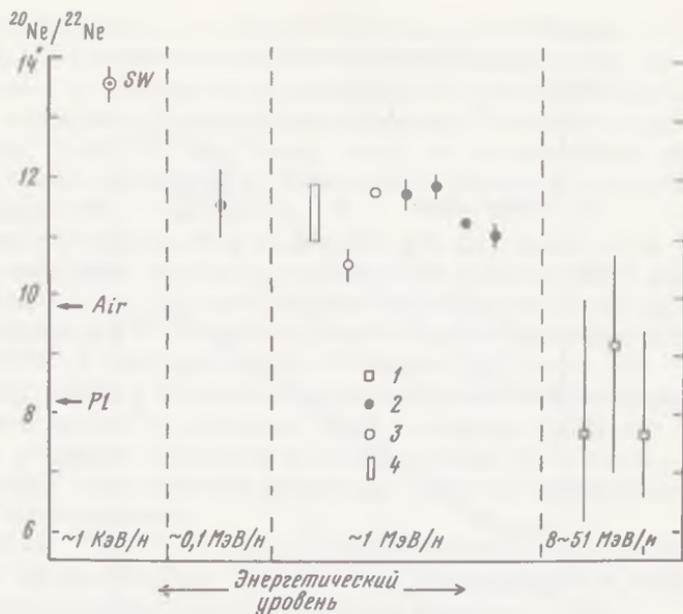


Рис. 4. Отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ при эмиссии элементарных частиц Солнца в зависимости от их энергии (частицы солнечного ветра (SW) обладают средней энергией в несколько КэВ/н, а частицы солнечных вспышек — выше 1 МэВ/н)

1 — измерения с помощью спутников [15, 19, 49]; 2 — неон лунной брекчия [17, 52, 67, 83]; 3 — неон в метеоритах [9, 53]; 4 — космический неон (космическая пыль) [5]. Стрелками показаны данные, характеризующие атмосферный (Air) и планетарный (Pl) неон.

вам для солнечного ветра — солнечный ветер может иметь такие же изотопные составы, которые характерны для вещества Земли.

Из-за такого разброса изотопных отношений, характерных для испускаемые Солнцем частиц, может оказаться невозможным выбрать какие-то характерные изотопные отношения или удельную эмиссионную способность, характеризующую средний изотопный состав инертных газов на Солнце. На рис. 4 представлены отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ при различных типах солнечной эмиссии с различными энергиями частиц. Там же нанесены данные по атмосферному и планетарному Ne. Несмотря на значительный разброс изотопных отношений различных типов солнечной эмиссии элементарных частиц, необходимо обратить внимание на то, что отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, характерное для солнечной эмиссии, заметно больше по величине, чем у атмосферного и планетарного Ne. Хотя частицам с высокой энергией (~ 10 МэВ/н) соответствует значительно более низкое отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ (по отношению к воздуху), их "вкладом" в изотопное отношение Ne можно без всяких опасений пренебречь, поскольку количество таких частиц с увеличением энергии быстро уменьшается. Поэтому мы считаем, что Ne Солнца, или Ne в объеме Солнца, имеет более высокое отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, чем планетарный и земной Ne. Что касается изотопа ^{21}Ne , то вследствие появления дополнительного количества нуклеогенной компоненты из-за облучения космическими лучами и его относительно малой распространенности очень трудно определить первоначальное изо-

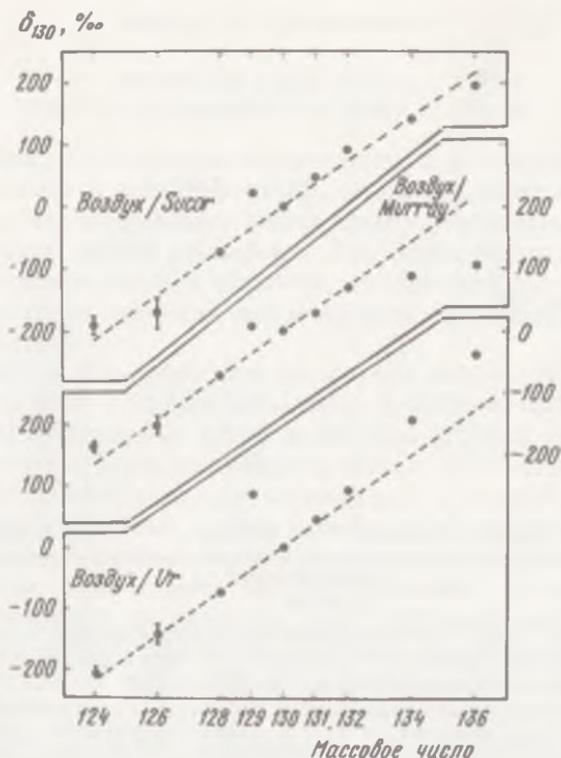


Рис. 5. Сравнение состава земного Хе с неземными изотопными составами

В качестве единиц измерения используются (в ‰): $\delta_{130} = (Ra/R - 1) 1000$, где Ra и R соответствуют изотопному отношению Хе воздуха к неземному изотопному отношению (отношения нормализованы к ^{130}Xe); SUCOR — газы, связанные с поверхностью частиц лунного грунта; Murray — углистый хондрит; UR: $U = \text{Xe}$ [63]. Пунктирные линии соответствуют линиям изотопов ^{124}Xe , ^{128}Xe , ^{129}Xe и ^{130}Xe и дают приблизительную степень фракционирования Хе по отношению к внеземным составам [8]

топное отношение, поэтому мы будем рассматривать главным образом отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$.

Для Ar и Kr, по-видимому, нет большого различия в изотопных отношениях для земной, планетарной и солнечной компонент, за исключением радиогенного изотопа ^{40}Ar . Блэк [9] утверждал, что отношение $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ для солнечных вспышек на 20% больше, чем у солнечного ветра и других компонент (планетарного и земного Ar). Однако Виелер [83] не получил таких больших значений отношения для солнечных вспышек и пришел к выводу, что отношение $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ приблизительно одинаково для Ar воздуха, Солнца и планет. Планетарный и солнечный Kr, по-видимому, также сходны по своему относительному изотопному составу.

Эбергарит [16] указывал на 0,4%/а.е.м. фракционирования (за исключением ^{86}Kr) Kr воздуха по сравнению с Kr Солнца или планетарным Kr. Однако в работе [6] указывалось на наличие двух изотопных типов солнечного Kr — первый весьма близок к земному Kr (в пределах 10^{-3} для всех изотопов), а второй сильно фракционирован по сравнению с изотоп-

ным составом земного Кг — около 0,25%/а.е.м., что меньше, чем у Эбергардта [16]. Создается впечатление, что фракционирование Кг воздуха по отношению к Кг Солнца или планетарному Кг установлено недостаточно достоверно и нуждается в дальнейшем уточнении. Поскольку степень фракционирования (если оно есть) очень мала, то в дальнейшем мы будем считать изотопные составы Кг у планетарной, солнечной и земной компонент подобными.

Компоненты планетарного и солнечного Хе, отделенные от их тяжелых изотопных компонент, подобных компонентам деления, почти идентичны. Это предполагает, что они представляют собой повсеместно распространенную компоненту в Солнечной системе. Эта компонента была обозначена Такаока (1972 г.) как первый Хе, а Пепином [63] как U-Хе. Ксенон воздуха тесно связан с U-Хе масс-фракционированием. Фракционирование почти линейно зависит от массового числа и достигает 3,5%/а.е.м (рис. 5).

Ниже мы отметили некоторые основные отличия в изотопных составах между земными атмосферными инертными газами и планетарными и солнечными их компонентами.

1. Отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ оказалось наименьшим ($8,2 \pm 0,4$) для планетарного Ne, промежуточным ($9,8 \pm 0,8$) для неона воздуха и наибольшим ($11-13,6$) для солнечного ветра и солнечных вспышек.

2. Все изотопы Ar и Kr подобны для компонент воздуха, Солнца и планет, за исключением нуклеогенных изотопов.

3. Планетарный и солнечный Хе (за исключением его изотопов, образовавшихся в результате реакции расщепления) имеет почти идентичный изотопный состав. Хе воздуха оказывается тяжелым и является фракционированным по отношению к Хе Солнца и планет.

4. Изотопный состав Ne довольно изменчив не только между земной, планетарной и солнечной компонентами, но даже "внутри" одной земной компоненты. Кроме того, Ne достаточно легко уносится из атмосферы, и поэтому весьма вероятно, что существующий сейчас атмосферный Ne скорее изменчив, чем имеет постоянную структуру. Поэтому мы не будем рассматривать изотопы Ne с точки зрения эволюции атмосферы.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПРОИСХОЖДЕНИЯ КОМПОНЕНТ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ

В предыдущих разделах мы рассматривали характерные особенности земных инертных газов с точки зрения их различия между атмосферной компонентой и инертными газами мантии Земли, а также отличие атмосферных газов от инертных газов Солнечной системы. Поскольку считается, что первичная солнечная туманность, из которой образовались планеты, была довольно хорошо гомогенизирована, то мы можем предположить, что земные инертные газы, равно как и две другие основные компоненты инертных газов, сформировались в начальной стадии из однородного образования, т.е. из хорошо гомогенизированных первичных инертных газов первичной солнечной туманности. Поскольку в настоящий момент Солнце содержит 99% всей массы Солнечной системы, то резонно предположить, что (не учитывая более поздние добавления нуклеогенных компонент) инертный газ Солнца представляет собой первичную компоненту, а земная и плане-

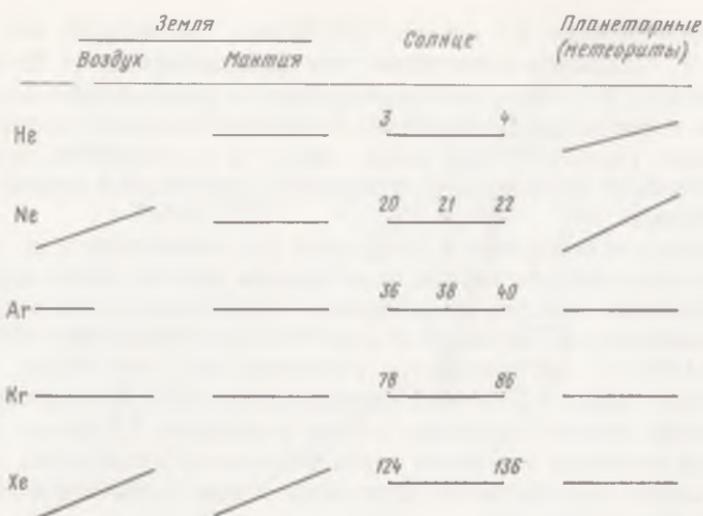


Рис. 6. Распространенность изотопов инертных газов на Земле (в атмосфере и в мантии) и в составе планет (углистые хондриты) по отношению к распространенности изотопов инертных газов на Солнце (горизонтальная линия)

Числа на диаграмме распространенности изотопов инертных газов на Солнце соответствуют массовым числам изотопов. Распространенность инертных газов на Земле и в метеоритах либо горизонтальна (отсутствие фракционирования), либо имеет положительный наклон (наличие тяжелых изотопов) по отношению к распространенности инертных газов на Солнце. Масштаб по вертикали отсутствует

тарная компоненты образовались из солнечной компоненты. Рассмотрим эту точку зрения.

На рис. 6 схематично показаны изотопные составы всех инертных газов в земной (в атмосфере и внутри Земли), планетарной и солнечной компонентах (изотопные составы нормализованы по отношению к солнечной компоненте — обозначены горизонтальными полосами). Во всех случаях фракционирования относительно солнечной компоненты наблюдается повышение содержания тяжелых изотопов.

Это можно достаточно просто объяснить, если предположить, что солнечная компонента представляет собой первичную компоненту, а другие получены из последней посредством некоторых процессов фракционирования. Тот факт, что во всех случаях фракционирования наблюдается повышение содержания тяжелых изотопов, прямо указывает на то, что атмосферные и планетарные инертные газы являются остаточными компонентами в процессе фракционирования. Это также вполне объяснимо, поскольку и атмосферная, и планетарная компоненты связаны с твердыми (сконденсировавшимися) веществами, а процесс конденсации обычно сопровождается уменьшением содержания легких элементов и изотопов. Однако тот факт, что фракционирование имеет место только у Xe из земных инертных газов (одновременно у атмосферного и содержащегося в породах Земли Xe), предполагает наличие некоторого необычного процесса фракционирования. Ниже мы рассмотрим этот процесс.

Для неона же в отличие от Xe фракционирование наблюдается только

для атмосферной компоненты. Поэтому мы можем утверждать, что фракционирование Ne происходит в течение или после образования земной атмосферы.

Рассматривая все эти факты наблюдений, мы можем предположить, что эволюция земных инертных газов происходила по следующему "сценарию". Первоначально Земля имела инертные газы Солнца, за исключением Хе. Еще до земной аккреции Хе был фракционирован в процессе захвата при аккреции планетезималей [56]. Земная атмосфера (включая инертные газы) была затем образована за счет дегазации вещества Земли. В течение или после образования земной атмосферы Ne воздуха был фракционирован. В настоящее время мы пока не можем объяснить процесс фракционирования Ne. Это, например, могло быть вызвано гидродинамической утечкой H_2 из первичной атмосферы в течение последней стадии образования Земли [30, 73].

Как упоминалось выше, процесс фракционирования Хе должен быть специфичен: в результате этого процесса происходит очень большое фракционирование самого тяжелого из инертных газов — Хе, оставляя нетронутыми более легкие инертные газы. В обычно встречающихся процессах фракционирования степень фракционирования обратно пропорциональна массовому числу, поэтому фракционирование тем больше, чем меньше массовое число изотопа. Например, для рэлеевской дистилляции и также для диффузионных потерь коэффициент фракционирования ($\equiv (N_2/N_1)/(N_2/N_1)_0$, где N_1, N_2 — номера двух изотопов, а индекс 0 обозначает начальное состояние) и может быть записана в виде

$$f = (r)^{-\Delta M/2M}, \quad (1)$$

где r — обозначает остаточную фракцию $N_1/(N_1)_0$, M — массовое число, $\Delta M = M_1 - M_2$. Аналогично для утечки Джинса

$$f = A e^{-\beta/M \ln r}, \quad (2)$$

где A — константа (положительная), независящая от массового числа M . В обоих случаях мы полагаем, что $|\Delta M|/M \ll 1$.

Из уравнений (1) и (2) следует, что для одних и тех же значений r (< 1) и ΔM коэффициент фракционирования f уменьшается с увеличением массового числа M , т.е. чем больше масса, тем меньше фракционирование.

Однако для системы, которая "приобретает" инертные газы из внешней системы, все наоборот — фракционирование имеет обратную направленность. Озима и Наказава [56] продемонстрировали, что переход за счет собственной гравитации инертных газов в протопланетную структуру приводит к большему изотопному фракционированию для элементов с большим атомным весом. Коэффициент фракционирования тогда имеет вид

$$f = a \exp(bM/RT), \quad (3)$$

где a, b — константы (> 0), независящие от массового числа M ; R, T — универсальная газовая постоянная и температура соответственно. Из уравнения (3) видно, что фракционирование увеличивается экспоненциально с увеличением массы. Озима и Наказава [56] считают, что гравитационный захват

инертных газов протопланетным веществом позволяет понять наиболее труднообъяснимое (наблюдаемое у земных инертных газов) явление — более сильное фракционирование у более тяжелых элементов.

Изложенная выше теория может объяснить существенную особенность земного Хе, однако некоторые вопросы остаются нерешенными. Во-первых, теория гравитационного захвата, объясняя сильное фракционирование Хе, необходимо требует небольшого, но не пренебрежимо малого фракционирования второго по массе инертного газа Кг. Однако этого не наблюдается. Во-вторых, из уравнения (3) следует, что фракционирование должно иметь место не только для изотопного отношения, но даже в большей степени для элементной распространенности. Распространенность элементов и относительная характеристика распространенности инертных газов, которые следуют из уравнения (3), дают лишь грубое приближение распространенности этих газов. Часть этих трудностей может быть преодолена, если предположить некоторое специфическое распределение по размеру земного протопланетного вещества [31].

Другое объяснение сильного изотопного фракционирования Хе было предложено позже в работах [30, 73]. В этих работах предполагается, что гидродинамическая утечка H_2 из первичной атмосферы сопровождалась также фракционированной утечкой и инертных газов. Однако эта теория не в состоянии объяснить, почему изотопный состав Хе идентичен в земной атмосфере и во внутренних породах Земли и почему у более легких инертных газов фракционирование слабее.

МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ АТМОСФЕРЫ

Исходя из того, что, как указывал Браун, земная атмосфера существенным образом отличается по относительной распространенности летучих элементов от Солнца, естественно предположить, что существующая ныне земная атмосфера образована за счет дегазации твердых веществ Земли. Эта теория находится в согласии с часто принимаемым астрофизическим сценарием образования планет, согласно которому протопланетное образование сливается и образует форму в виде планет после диссипации солнечной туманности или даже образование планет происходит в вакууме [70]. Настоящая земная атмосфера, следовательно, имеет вторичную природу. И поэтому основной вопрос о происхождении атмосферы заключается в том, когда и как произошла дегазация твердого вещества земли. Однако группой из Киото был предложен другой астрофизический сценарий [26], который предполагал, что Земля сформировалась из протопланетного вещества в присутствии солнечной туманности. Как необходимое следствие этого сценария мы должны принять, что Земля сразу же была окружена солнечной туманностью или что она имела первичную атмосферу. Хаяши [5] пришел к выводу, что первичная атмосфера, "притянутая" гравитацией Земли, содержала приблизительно 50% существующих ныне атмосфер. Со временем эта первичная мощная атмосфера была диссипирована глубинным ультрафиолетовым излучением в течение нахождения Солнца в стадии T -тельца [75]. Если Земля имела такую плотную первичную атмосферу, то даже малая остаточная часть становится важной с точки зрения атмосферного запаса.

В этом разделе мы рассмотрим различные модели происхождения земной атмосферы с точки зрения особенностей инертных газов, описанных в предыдущих разделах. Будем считать, что эволюция инертных газов в атмосфере происходила параллельно с эволюцией атмосферы. Это предположение основывается на том факте, что, за исключением радиоактивного ^{40}Ar , инертные газы были первоначально "захвачены" совместно с другими летучими компонентами, а затем произошло полномасштабное газовыделение летучих компонент из твердого вещества Земли вместе с инертными газами.

Дегазация мантии – случай $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Руби [69] утверждал, что земная атмосфера формировалась непрерывно в течение всей геологической истории Земли за счет вулканов, гейзеров и гейгеров, так как выход вулканических газов и горячих вод гейзеров за время всего геологического периода более чем достаточен для получения ныне существующей массы атмосферы и гидросферы. Однако Фейнал [20] подверг сомнению теорию непрерывной дегазации на основе многих свидетельств, которые дала геологическая наука. Необходимо также упомянуть, что Ишуйские метаотложения (наиболее старые на Земле – 3,8 млрд лет) предполагают наличие значительных по объему океанов во время образования первичных отложений, тем самым свидетельствуя о ранней дегазации (3,8 млрд лет) в атмосфере.

Озима и Кудо [55] пришли к выводу, что сравнение изотопного состава Ar в атмосфере и внутри Земли даст возможность выявить основополагающие ограничения моделей дегазации мантии [4, 8, 24, 23, 54, 74], основывающиеся на отношении $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Выводы этих работ более или менее схожи – предполагается ранняя внезапная (быстрая) дегазация мантии. В качестве примера кратко рассмотрим модель дегазации мантии, предложенную Хамано и Озимой [23]. Они впервые предложили двухстадийную эволюционную модель атмосферы, которая предполагает раннюю внезапную дегазацию с последующей непрерывной дегазацией мантии. Используя ограничения: 1) $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 5000$ и $80 \text{ ч. на тыс.} < K < 400 \text{ ч. на тыс.}$ (массовый пикопроцент); 2) процесс дегазации аргона из мантии в атмосферу был, по крайней мере, столь же быстрым, как и переход K из мантии в земную кору. Хамано и Озима показали, что начальная внезапная дегазация произошла более 3,8 млрд лет назад, причем дегазированная часть составляла 75%. Оставшаяся часть (~ 25%) дегазировала непрерывно до настоящего времени, вероятнее всего посредством вулканической деятельности. Это видно из рис. 7, где условиям 1 и 2 соответствует лишь заштрихованная область.

Следовательно, изотопные данные земного Ar свидетельствуют в пользу ранней внезапной дегазации, а не непрерывной дегазации, предложенной Руби. Интересно также то, что модель дегазации, построенная на основе изотопов Ar, согласуется с моделью предельно ранней дегазации, т.е. дегазации одновременно с образованием Земли. Однако в этом случае внезапно дегазировавшаяся часть газов будет значительно меньше 75%.

Дегазация мантии – случай $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$. Как указывалось в предыдущем разделе, изотопные данные согласуются с ранней внезапной дегазацией. К такому же выводу пришли авторы работ [4, 10, 64, 78, 80], исследуя избыток ^{129}Xe в веществе мантии по отношению к Xe воздуха, поскольку избыток ^{129}Xe связан, скорее всего, с распадом ^{129}I , а наличие

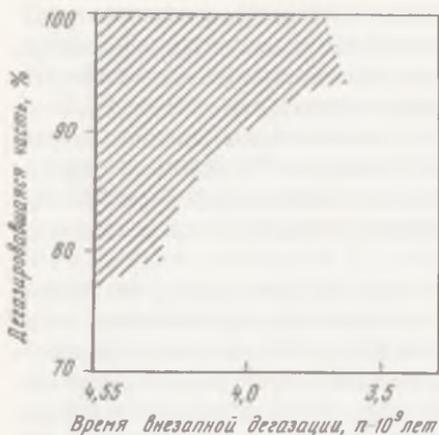


Рис. 7. Модель дегазации, согласно которой атмосфера Земли сформировалась в результате внезапной дегазации мантии и последующей непрерывной ее дегазации

При ограничениях $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} > 5000$ и содержании калия в современной мантии $80^0/00 < K < 400^0/00$ для модели дегазации допустима лишь заштрихованная область (построена на основе рис. 6 в работе [23]).

последнего указывает на то, что при образовании земной атмосферы за счет дегазации внутренних слоев Земли там все же остается некоторое количество ^{129}I . Это говорит о том, что дегазация произошла до распада ^{129}I . Однако нужно быть очень осторожным, относя избыток ^{129}Xe к очень ранней дегазации, как это рассматривается ниже.

Во-первых, в отличие от Ar, для которого получено много изотопных данных, недвусмысленно показывающих очень высокое отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, для веществ верхней мантии изотопных данных по Xe все еще очень мало, и поэтому было бы преждевременным делать вывод о том, что наличие большого избытка ^{129}Xe , найденного в MORB [4, 78], характерно для всей верхней мантии. Желательно иметь больше изотопных данных по Xe в MORB, найденных другими авторами. Во-вторых, еще труднее объяснить избыток ^{129}Xe ранней дегазацией мантии из-за того, что избыток ^{129}Xe в MORB, о котором сообщал Аллегр [4], не сопровождался избытком компонент Xe, образующихся за счет реакции расщепления ^{244}Pu по отношению к Xe воздуха. Вследствие намного большего периода полураспада ^{244}Pu , чем у ^{129}I , отношение ^{244}Pu к ^{129}I , сохраняющееся в мантии после ее дегазации должно быть выше, чем в период ее дегазации. Следовательно, отсутствие Xe, образовавшегося в результате расщепления ^{244}Pu в MORB (изученного Аллегром) указывает на то, что избыток ^{129}Xe не был вызван дегазацией мантии, либо говорит о том, что его наличие нельзя считать доказательством дегазации мантии. Вместо этого в работе [61] утверждается, что отсутствие компонент Xe, образовавшихся в результате расщепления ^{244}Pu , должно указывать на то, что ксенон в этих веществах был из регионов, полностью изолированных от системы мантия—атмосфера с самого начала образования Земли.

Ударная дегазация. Из предыдущего раздела следует, что отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в породах Земли отвечает теории ранней внезапной дегазации, согласно которой более 75% летучих элементов высвобождается в атмосферу на ранней стадии истории Земли. Тогда возникает вопрос: какой механизм мог привести к такой эффективной дегазации летучих элементов из вещества Земли? Несомненно, что диффузия в твердом веществе слишком медленна, чтобы быть определяющей при перемещении летучих эле-

ментов из вещества Земли в атмосферу. Если же в начальный момент вещество Земли было в расплавленном состоянии и существовало принудительное конвективное движение, то тогда мы можем "оправдать" такое эффективное дегазирование, вытекающее из изотопных данных Ag. Однако пока неизвестно была ли большая часть Земли подвержена конвективному движению. В этом смысле ударная дегазация, очевидно, предлагает более реалистичный механизм дегазации.

Впервые природу ударной дегазации как источника образования земной атмосферы предложили Бенлоу и Мидоу [7], которые считали, что происходит ударный нагрев Земли вследствие соударений пылевых частиц из протопланетного вещества, что приводит к дегазации летучих элементов. Ланг и Аренс [41, 42] продемонстрировали экспериментально сильную дегазацию H_2O и CO_2 , когда минералы, содержащие летучие вещества (такие, как змеевик (H_2O) и кальцит (CO_2)), подвергались ударному воздействию (ударной волне) с давлением до нескольких десятков гектопаскалей. Исходя из результатов этих экспериментов они предположили, что процесс, вызывающий дегазацию минералов, содержащих летучие вещества, в период образования Земли является основным в эволюции первичной атмосферы. Мацуи и Абэ в работах [1, 47] провели оценку структуры ударной дегазации первичной атмосферы, состоящей главным образом из H_2O . Они пришли к выводу, что первичная атмосфера, образовавшаяся в результате дегазации за счет удара, может объяснить характерные черты ныне существующей системы атмосфера—океан. Ниже приведена оценка того, совместима ли ударно-дегазационное происхождение земной атмосферы с ограничениями, накладываемыми инертными газами.

Из ударно-дегазационной модели вытекает строгое ограничение, накладываемое на время атмосферной эволюции. Образование первичной атмосферы должно было произойти в одно время с формированием Земли или около 4,5 млрд лет назад. Однако и такая экстремально ранняя эволюция атмосферы по-прежнему согласуется с ограничениями, вытекающими из изотопного состава Ag, которые представлены на рис. 7. Ограничение по изотопному составу Ne требует, чтобы имело место изотопное фракционирование Ne между ударно-дегазированной первичной атмосферой и земными недрами. Однако для тяжелых инертных газов процесса фракционирования быть не должно, поскольку тогда может случиться, что в течение последней стадии образования Земли произойдет утечка инертного газа из атмосферы из-за высокой температуры. Если такая утечка имела место, мы можем ожидать также фракционирование по массе, которое заметно больше для легких элементов, таких, как Ne. Процесс утечки может иметь гидродинамическую природу [30, 73] Нам остается только выяснить, возможно ли такое фракционирование.

Другие ограничения по инертным газам должны рассматриваться с точки зрения происхождения Солнечной системы, а не в системе атмосфера—вещество Земли. Это относится также и ко всем другим моделям эволюции атмосферы. Процессы, которые связаны с рассмотренными ограничениями, должны завершиться до момента образования Земли.

Остатки солнечной туманности. Принято полагать, что создание планет происходило в вакууме или, точнее говоря, произошло после диссипации

солнечной туманности¹. Однако Хаяши [25] утверждал, что в отсутствие силы трения в газе (которая имеет место в солнечной туманности) образование планет продолжалось бы слишком долго. Так, за 10^{10} лет дальние планеты Уран, Нептун и Плутон даже не образовались бы. В работе [51] показано, что при наличии солнечной туманности сила трения в газе приводит к увеличению эффективного поперечного сечения столкновения протопланетного вещества благодаря гравитационному притяжению настолько, что образование планет происходит значительно быстрее, например земная аккреция происходила в течение менее 10^7 лет. Поскольку диссипацию солнечной туманности обычно относят к стадии *T*-Тельца, эволюция Солнца, которая, как полагают, имела место около 10^7 лет после образования Солнца [18], то из этого "сценария" прямо следует вывод о существовании солнечной туманности во время формирования Земли. Следовательно, Земля "притянула" толстую первичную атмосферу из солнечной туманности благодаря своему гравитационному полю.

Сасаки и Наказава [73] попытались объяснить фракционирование изотопов Хе именно такой мощной первичной атмосферой. Они утверждали, что последующая диссипация солнечной туманности в период нахождения Солнца в стадии *T*-Тельца приводит к сильному фракционированию по массе элементов, включая Хе. Для того чтобы получить изотопные отношения Хе нынешней атмосферы, первичная должна быть диссипирована вплоть до значения 10^{-9} от начального количества (~ 50 атм). Такой большой унос первичной атмосферы должен привести к почти полной диссипации Ag и Kг, однако должно сохраниться относительно большое количество Ne и Хе в примитивной атмосфере из-за относительно большого содержания Ne в солнечной туманности по сравнению с содержанием в существующей ныне атмосфере. В течение этого процесса Ne фракционируется от начального изотопного отношения (предполагается равному солнечному) до значения близкого отношения для ныне существующей атмосферы. Согласно этому сценарию, предполагается, что весь Ag и Kг, содержащиеся в атмосфере, дегазировались из пород Земли.

Хотя модель остаточной туманности объясняет некоторые важные аспекты земных инертных газов, все же она противоречит некоторым ограничениям инертных газов, а именно идентичности изотопного состава Хе атмосферы и внутреннего вещества Земли. Кроме того, исходя из этого "сценария", трудно объяснить относительную элементную распространенность, наблюдаемую в существующей ныне атмосфере. Упомянутый выше "сценарий" предполагает, что существующая атмосфера состоит из остатков первичной атмосферы (Ne, Хе) и компонент, дегазировавшихся позже (Ne, Ag, Kг, Хе). Следовательно, для того чтобы получить наблюдаемую ныне элементную распространенность, количества остаточных и дегазировавшихся компонент должно быть определенными. Однако механизма для получения такого определенного количества предложено не было.

¹ Впервые эта гипотеза была выдвинута в классической статье Сафронова [70].

Земные инертные газы имеют некоторые отличительные особенности по сравнению с другими основными компонентами Солнечной системы (т.е. с солнечной и планетарной компонентами). В то время как для Ar и Kr эти компоненты имеют много общего, земные Ne (воздуха, а не мантии) и Xe заметно отличаются от солнечной и планетарной компонент. Различие, должно быть, отражает специфичный эволюционный процесс, характерный для Земли. Ниже мы обобщаем некоторые особенности, непосредственно связанные с эволюцией земной атмосферы.

1. Наблюдается почти повсеместно в MORB экстремально высокое отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ($> 10\,000$) по сравнению с Ar воздуха. Это говорит о том, что истощаемая верхняя мантия (источник MORB) должна иметь даже еще более высокое отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Такое значение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ согласуется с моделью очень ранней внезапной дегазацией.

2. Изотопный состав Ne воздуха заметно отличается от изотопного состава Ne, содержащегося во внутреннем веществе Земли, причем последний весьма близко по значению к изотопному составу Ne Солнца, который, как полагают, является первичным Ne. Отсюда следует, что изотопное фракционирование воздушного Ne происходило или в течение, или после образования атмосферы Земли. Однако нам неизвестно, какой это был процесс фракционирования.

3. В отличие от других инертных газов Xe воздуха и земных недр довольно похожи друг на друга (за исключением радиогенного ^{129}Xe и изотопов $^{131-136}\text{Xe}$, полученных в результате реакции деления), однако оба заметно отличаются от планетарного и солнечного Xe. Это означает, что возникновение различия между земным, планетарным и солнечным Xe произошло до формирования Земли. В качестве возможного механизма получения такого специфического изотопного состава земного Xe мы предлагаем механизм гравитационного захвата инертных газов из окружающей туманности аккрецирующими планетезималиями.

4. Оказывается, что в некоторых образцах вещества мантии содержится больше радиогенного ^{129}Xe и изотопов $^{131-136}\text{Xe}$, полученных в результате деления ^{238}U , по сравнению с Xe воздуха. Однако в этих образцах не найден Xe, образовавшийся в результате деления ^{244}Pu в отличие от Xe воздуха, в котором, по-видимому, содержится около 3–4% Xe, возникшего за счет деления ^{244}Pu , что указывает на то, что область, из которой взят образец (давший избыток ^{129}Xe), была изолирована от системы атмосфера–дегазирующая мантия на протяжении всей истории эволюции Земли. Как следствие этого – избыток ^{129}Xe , найденный в этих образцах мантии, не может быть взят в качестве показателя очень ранней дегазации, как обычно принято полагать.

ЛИТЕРАТУРА

1. Abe Y., Matsui T. Evolution of an impact-generated $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ atmosphere and formation of a hot proto-ocean on Earth // J. Atmos. Sci. 1987. Vol. 10. P. 1201–1215.
2. Alexander E. C. (Jr.). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ studies of Precambrian chert; an unsuccessful attempt to measure the time evolution of the atmospheric $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio // Precamb. Res. 1975. Vol. 2. P. 329–344.

3. *Allègre C.J., Staudacher Th., Sarda Ph., Kurtz M.* Constraints of evolution of earth's mantle from rare gas systematics // *Nature*. 1983. Vol. 303. P. 762–766.
4. *Allègre C.J., Staudacher Th., Sarda Ph.* Rare gas systematics: formation of the atmosphere, evolution and structure of the earth's mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 81. P. 127–150.
5. *Amari S., Ozima M.* The extra-terrestrial noble gases in deep sea sediments // *Terra Cognita*. 1986. Vol. 6, N 2. P. 102.
6. *Basford J.R., Dragon J.C., Pepin R.O.* et al. Krypton and xenon in lunar fines // *Proc. Lunar Sci. Conf.* 1973. Vol. 4, pt. 2. P. 1915–1955.
7. *Benlow A., Meadows A.J.* The formation of the atmosphere of the terrestrial planet by impact // *Astron. and Space Sci.* 1977. Vol. 46. P. 293–300.
8. *Bernatowicz T.J., Podosek F.A.* Nuclear components in the atmosphere // *Terrestrial rare gases* / Ed. E.C. Alexander (Jr.), M. Ozima. Tokyo: Jap. Sci. Soc. press, 1978. P. 99–135.
9. *Black D.C.* On the origins of trapped helium, neon and argon isotopic variation in meteorites. I. Gas-rich meteorites, lunar soil and breccia // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1972. Vol. 36. P. 347–375.
10. *Boulos M.S., Manuel O.K.* The xenon record of extinct radioactivities in the earth // *Science*. 1971. Vol. 174. P. 1334–1336.
11. *Brown H.* Rare gases and formation of the earth's atmosphere // *The atmosphere of the Earth and planets* / Ed. G.P. Kuiper. 2nd ed. Chicago: Univ. Chicago press, 1952. P. 258–266.
12. *Butler W.A., Jeffery P.M., Reynolds P.M., Wasserburg G.J.* Isotopic variations in terrestrial xenon // *J. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68. P. 3283–3291.
13. *Cadogan P.H.* Paleoatmospheric argon in Rhynie chert // *Nature*. 1977. Vol. 268. P. 38–41.
14. *Craig H., Lupton J.E.* Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31. P. 369–385.
15. *Dietrich W.F., Simpson J.A.* The isotopic and elemental abundances of neon nuclei accelerated in solar flares // *Astrophys. J.* 1979. Vol. 231. P. L91–L95.
16. *Eberhardt P., Geiss J., Graf H.* et al. Trapped solar wind gasses in Apollo 12 lunar fines 12001 and Apollo 11 breccia 10046 // *Proc. III Lunar Sci. Conf.* 1972. Vol. 2. P. 1821–1856.
17. *Etique Ph., Signer P., Wieler R.* An in-depth study of neon and argon in lunar soil plagioclase, revisited: implanted solar flare noble gases (abstract) // *Lunar and Planet. Sci.* 1981. Vol. 12. P. 265–267.
18. *Ezer D., Cameron A.G.W.* A study of solar evolution // *Canad. J. Phys.* 1965. Vol. 43. P. 1497–1517.
19. *Fan C.Y., Gloeckler G., Horestadt D.* The composition of heavy ions in solar energetic particle events // *Space Sci. Rev.* 1984. Vol. 38. P. 143–178.
20. *Fanale F.P.* A case for catastrophic early degassing of the earth // *Chem. Geol.* 1971. Vol. 8. P. 79–105.
21. *Fischer D.E.* Trapped helium and argon and the formation of the atmosphere by degassing // *Nature*. 1975. Vol. 256. P. 113–114.
22. *Fisher D.E.* Noble gases from oceanic island basalts do not require an indepleted mantle source // *Ibid.* 1985. Vol. 316. P. 716–718.
23. *Hamano Y., Ozima M.* Earth-atmosphere evolution model based on Ar isotopic data // *Terrestrial rare gases* / Ed. E.C. Alexander (Jr.), M. Ozima. Tokyo: Jap. Sci. Soc. press, 1978. P. 155–171.
24. *Hart S.R., Dymond J., Hogan L.* Preferential formation of the atmosphere-sialic crust system from the earth // *Nature*. 1978. Vol. 278. P. 156–159.
25. *Hayashi C., Nakazawa K., Adachi I.* Long-term behaviour of planetesimals and the formation of the planets // *Publ. Astron. Soc. Jap.* 1977. Vol. 29. P. 163–196.
26. *Hayashi C., Nakazawa K., Nakagawa Y.* Formation of the solar system // *Protostars and planets II* / Ed. D.C. Black, M.S. Matthews. Tuscon: Univ. Ariz. press, 1985. Vol. 2. P. 1100–1153.
27. *Hennecke E.W., Manuel O.K.* Noble gases in an Hawaiian xenolith // *Nature*. 1975. Vol. 257. P. 778–780.
28. *Hiyagon H., Hunemohr H., Kennedy B.M.* et al. Noble gases from Albata, Canada, natural gas fields // *Terra cognita*. 1986. Vol. 6. P. 104–105.

29. *Honda M., Reynolds J.H., Roedder E., Epstein S.* Noble gases in gem-class diamonds from known localities: occurrences of solar-like helium and neon // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92, N B12. P. 12507–12521.
30. *Hunten D.M., Pepin R.O., Walker J.C.G.* Mass fractionation in hydrodynamic escape // *Icarus*. 1987. Vol. 69. P. 532–549.
31. *Igarashi G., Ozima M.* Comparison between terrestrial xenon and xenon in carbonaceous meteorites: constraints on the early history of the earth // *Proc. XII Symp. on Antarct. Meteorites. Inst. Polar Res. Tokyo*, 1988. P. 143–156.
32. *Jones C.M.* Paleoatmospheric argon in cherts and the degassing of the earth: Ph.D. thesis. Sheffield, Univ. 1982. 182 p.
33. *Kaneoka I., Takaoka N., Aoki K.* Rare gases in a phlogopite nodule and phlogopite-bearing peridotite in South African Kimberlites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 181–186.
34. *Kaneoka I., Takaoka N.* Excess ^{129}Xe and high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in olivine phenocrysts of Kapuno lava and xenolithic dunites from Hawaii // *Ibid.* 1978. Vol. 39. P. 382–386.
35. *Kaneoka I., Takaoka N.* Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constraint on genetic relationships // *Science*. 1980. Vol. 208. P. 1366–1368.
36. *Kelley S., Turner G., Butterfield A.W., Shepherd T.J.* The source and significance of argon isotopes in fluid inclusions from areas of mineralization // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 79. P. 303–318.
37. *Kramers J.D.* Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from southern Africa // *Ibid.* 1979. Vol. 48. P. 58–70.
38. *Kurz M.* Cosmogenic helium in a terrestrial igneous rocks // *Nature*. 1986. Vol. 320. P. 435–439.
39. *Kurz M., Jenkins W.J., Schilling J.G., Hart S.R.* Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 1–14.
40. *Kyser T.K., Rison W.* Systematics of rare gas isotopes in basic lavas and ultramafic xenoliths // *J. Geophys. Res.* 1982. Vol. 87. P. 5611–5630.
41. *Lange M.A., Ahrens T.J.* Impact induced dehydration of serpentine and evolution of planetary atmospheres // *Ibid.* P. A451–A456.
42. *Lange M.A., Ahrens T.J.* Shock-induced CO_2 -production from carbonates and a proto- CO_2 -atmosphere on the Earth: (Abstract) // *Lunar and Planet. Sci.* 1983. Vol. 14. P. 419–420.
43. *Lewis R.S., Srinivasan B., Anders E.* Host phase of a strange Xe component in Allende // *Science*. 1975. Vol. 190. P. 1251–1262.
44. *Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N.* Helium isotopes in nature. Amsterdam: Elsevier, 1984. 273 p.
45. *Mannuel O.K., Sabu D.D.* The noble gas record of the terrestrial planet // *Geochem. J.* 1981. Vol. 15. P. 245–267.
46. *Marti K., Craig H.* Cosmic-ray-produced neon and helium in the summit of Maui // *Nature*. 1987. Vol. 325. P. 335–337.
47. *Matsui T., Abe Y.* Evolution of an impact-induced atmosphere and magma ocean on the accreting earth // *Ibid.* 1986. Vol. 319. P. 303–305.
48. *McElroy M.B., Prather M.J.* Noble gases in the terrestrial Planets: clues to evolution // *Ibid.* 1981. Vol. 293. P. 535–539.
49. *Mewaldt R.A.* A high-resolution study of the isotopes of solar flare nuclei // *Astrophys. J.* 1984. Vol. 289. P. 892–901.
50. *Meyer J.P.* The baseline composition of solar energetic particles // *Astrophys. J. Suppl.* 1985. Vol. 57. P. 151–171.
51. *Nakagawa Y., Hayashi C., Nakazawa K.* Accumulation of planetesimals in the solar nebula // *Icarus*. 1983. Vol. 54. P. 361–376.
52. *Nautiyal C.M., Padia J.T., Rao M.N., Venkatesan R.T.* Solar flare neon: clues from implanted noble gases in lunar soils and rocks // *Lunar and Planet. Sci.* 1981. Vol. 12. P. B627–B637.
53. *Nautiyal C.M., Rao M.N., Venkatesan T.R.* Ancient solar flare neon and solar cosmic ray proton fluxes from gas-rich meteorites: (Abstract) // *Ibid.* 1983. Vol. 14. P. 544–545.

54. *Ozima M.* Ar isotopes and earth-atmosphere evolution models // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1975. Vol. 39. P. 1127–1134.
55. *Ozima M., Kudo K.* Excess argon in submarine basalts and an earth-atmosphere evolution model // *Nature, Phys. Sci.* 1972. Vol. 239. P. 23–24.
56. *Ozima M., Nakazawa K.* Origin of rare gases in the earth // *Nature.* 1980. Vol. 284. P. 313–316.
57. *Ozima M., Podosek F.A.* Noble gas geochemistry. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1983. 367 p.
58. *Ozima M., Zashu S.* Primitive helium in diamonds // *Science.* 1983. Vol. 219. P. 1067–1068.
59. *Ozima M., Zashu S.* Noble gases in submarine pillow volcanic glasses // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 62. P. 24–40.
60. *Ozima M., Zashu S., Matthey D.P., Pillinger C.T.* Helium, argon and carbon isotopic composition in diamonds and their implications in mantle evolution // *Geochem. J.* 1985. Vol. 19. P. 127–134.
61. *Ozima M., Podosek F.A., Igarashi G.* Terrestrial xenon constraints on the early history of the earth // *Nature.* 1985. Vol. 315. P. 471–474.
62. *Ozima M., Zashu S.* Noble gas elemental and isotopic compositions in Zaire cubic diamonds // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1988. Vol. 52. P. 19–25.
63. *Pepin R.O., Phinney D.* Components of xenon in the solar system. Amsterdam: Elsevier, 1978. 180 p.
64. *Phinney D., Tennyson J., Frick U.* Xenon in CO₂ well gas revisited // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 2313–2319.
65. *Pollack J.B., Black D.C.* Noble gases in planetary atmospheres: Implications for the origin and evolution of atmospheres // *Icarus.* 1982. Vol. 51. P. 169–198.
66. *Poreda R., di Brozolo F.R.* Neon isotope variation in Mid-Atlantic Ridge basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 69. P. 277–289.
67. *Rao M.N., Nautiyal C.M., Padia J.T., Venkatesan T.R.* Confirmation of solar flare neon composition using lunar pyroxenes and SCR proton fluxes in last hundred million years: (Abstract) // *Lunar and Planet. Sci.* 1983. Vol. 14. P. 632–633.
68. *Richardson S.H., Gurney J.J., Erlank A.J., Harris J.W.* Origin of diamonds in old enriched mantle // *Nature.* 1984. Vol. 310. P. 198–202.
69. *Rybey W.W.* Geologic history of seawater, an attempt to state the problem // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1951. Vol. 62. P. 1111–1147.
70. *Safronov V.S.* Evolution of the protoplanetary cloud and formation of the earth and planets. M.: Nauka, 1969. 207 p.; Transl. NASA TTF-677, 1972.
71. *Saito K., Basu A.R., Alexander E.C.(Jr.)*. Planetary-type rare gases in an upper mantle-derived amphibole // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 39. P. 274–280.
72. *Sarda Ph., Staudacher Th., Allègre C.J.* ⁴⁰Ar/³⁶Ar in MORB glasses: constraints on atmosphere and mantle evolution // *Ibid.* 1985. Vol. 72. P. 357–375.
73. *Sasaki S., Nakazawa K.* Origin of the isotopic fractionation of terrestrial xenon // *Ibid.* 1988. Vol. 89. P. 323–324.
74. *Schwartzman D.W.* Argon degassing model of the earth // *Nature, Phys. Sci.* 1973. Vol. 245. P. 20–21.
75. *Sekiya M., Hayashi C., Nakazawa K.* Dissipation of the primordial terrestrial atmosphere due to irradiation of the solar far-UV during T Tauri stage // *Progr. Theor. Phys.* 1981. Vol. 66. P. 1301–1316.
76. *Smith S.P., Reynolds J.H.* Excess ¹²⁹Xe in a terrestrial sample as measured in a pristine system // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 54. P. 236–238.
77. *Staudacher Th.* Upper mantle origin for Harding County well gases // *Nature.* 1987. Vol. 352. P. 605–607.
78. *Staudacher Th., Allègre C.J.* Terrestrial xenology // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 60. P. 389–406.
79. *Stevenson D.J.* Partition of noble gases at extreme pressure within planets: (Abstract) // *Lunar and Planet. Sci.* 1985. Vol. 16. P. 821–822.
80. *Thomsen L.* ¹²⁹Xe on outstanding of the atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 85. P. 4374–4378.
81. *Tolstikhin I.N.* A review: Some recent advances in isotope geochemistry of light rare gases // *Terrestrial rare gases* / Ed. E.C. Alexander (Jr.), M. Ozima. Tokyo: Jap. Sci. Soc. press. 1978. P. 33–62.

82. *Wetherill G.W.* Variations in the isotopic abundances of neon and argon extracted from radioactive minerals // *Phys. Rev.* 1954. Vol. 96, P. 679–683.
83. *Wieler R., Baur H., Signer P.* Noble gases from solar energetic particles revealed by closed system stepwise etching of lunar soil minerals // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1986. Vol. 50. P. 1997–2017.
84. *Zadnik M.G., Jeffery R.M.* Radiogenic neon in an archean anortite // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 52. P. 119–125.

УДК 550.4

И.Я. Азбель, И.Н. Толстихин

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ПРОБЛЕМА ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ

ВВЕДЕНИЕ

В силу ряда особенностей данные космогеохронометрии и космогеохимии радиогенных изотопов являются уникальным ключом к пониманию проблемы эволюции природного вещества. Во-первых, только методы космогеохронометрии позволяют определить время протекания процессов формирования вещества. Во-вторых, такие методы дают возможность получить усредненные изотопные характеристики резервуаров, недоступных для непосредственного изучения, восстановить отношение материнского элемента к дочернему и составить представление о распространенности многих других элементов. В-третьих, в силу резкого различия поведения ряда материнских и дочерних элементов сопоставление данных для разных изотопных систем позволяет охарактеризовать особенности процессов фракционирования вещества, аналогично могут быть получены сведения и об обратном процессе — смешении вещества разных резервуаров.

Неудивительно поэтому, что многие исследователи, интересовавшиеся эволюцией вещества Солнечной системы, планет земной группы или непосредственно Земли, основывали свои построения на данных космогеохимии радиогенных изотопов, на эту тему опубликованы сотни научных статей, в частности несколько десятков из них, наиболее близких к настоящей работе, посвящено количественному моделированию процесса эволюции земного вещества.

До настоящего времени названная проблема далека от решения. С одной стороны, всегда индивидуальный отбор "главных" наблюдений, различие подходов к их качественной интерпретации и количественному описанию привели к тому, что число моделей не уступает числу авторов. С примерно равным успехом рассматриваются модели, основанные на представлении о ранней дифференциации Земли с последующим перемещением вещества отдельных резервуаров [15]; модели, иллюстри-

рующие несоответствие между таким представлением и некоторыми наблюдениями [26]; модели, в которых непрерывный длительный рост коры происходит за счет перехода в нее литофильных элементов из обедняющегося резервуара [20], модели, описывающие непрерывный во времени процесс фракционирования вещества исходного мантийного резервуара, приводящий к росту коры и обедненной мантии [25]; модели, в которых отдается предпочтение процессу ранней быстрой дегазации Земли [23], и модели, в которых в качестве основного принят процесс медленной, постепенной дегазации [9].

С другой стороны, количество и характерные особенности используемых изотопных систем, а также обилие экспериментальных данных не позволяют надеяться на появление в обозримом будущем "решающих" аргументов (если таковые вообще возможны в столь далеких от точных знаний науках о Земле), которые примирили бы авторов и привели бы к созданию базовой модели.

Существенным вкладом в дальнейшее развитие проблемы может стать, по нашему мнению, тщательный совместный анализ систем, включающих благородные газы в качестве дочерних элементов, и систем, состоящих из литофильных элементов. Простое и хорошо аргументированное предположение о том, что процесс фракционирования твердой Земли и роста (круговорота) земной коры сопровождается дегазацией силикатного вещества и ростом земной атмосферы, может служить основой для объединения разных по своей сущности изотопных систем в рамках одной модели. Главная задача такого объединения — уточнить наши представления о процессе эволюции твердой Земли и атмосферы, определить параметры этого процесса и выявить плохо совместимые наблюдения, оценки, с тем чтобы в дальнейшем сконцентрировать усилия на разрешении наметившихся противоречий.

Развития такой модели посвящена настоящая работа, в значительной мере основанная на фундаментальных трудах Якобсона и Вассербурга [2, 5, 26], реализующая в главных чертах их подход к сложнейшей проблеме. Настоящая работа имеет и ряд существующих отличий от исследований названных авторов, в ней рассматривается большее количество разных по своей сути изотопных систем и отражен процесс дегазации Земли; использованы все надежно идентифицированные резервуары, в том числе и верхняя континентальная кора и атмосфера. Принятая методика расчетов (численное моделирование) представляется более гибкой, она позволяет приблизить описываемые в модели процессы к наблюдаемым в действительности.

Формально решением модели называется набор параметров, при которых удается наилучшим образом согласовать наблюдаемые и расчетные данные. Фактически, однако, не всегда удается провести достаточно объективно границу между наблюдениями и параметрами; обычно данные, которые считаются хорошо определенными (наблюдения), позволяют в рамках принятой модели уточнить другие данные, которые считаются хуже определенными (параметры). В настоящей работе в качестве наблюдений, где это было возможно, использовались изотопные отношения дочерних элементов и их корреляции (стронций-неодимовая, аргон-гелиевая), а также изотопные отношения газов и их содержания в атмосфере Земли.

Несколько менее определенными считались отношения элементов, характеризующихся одинаковым геохимическим поведением (например, K/U или K/Pb) в глобальных резервуарах, а также содержанием в них нелетучих и несидерофильных элементов, таких, как редкие земли, уран, стронций. Наименее определенными считались содержания летучих и сидерофильных элементов, а также некоторые параметры процессов фракционирования, смешения и дегазации.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

В большинстве работ, посвященных количественному описанию процессов эволюции силикатных оболочек Земли и атмосферы (настоящая работа в этом смысле не является исключением), предполагается, что вскоре после завершения аккреции Земли и сегрегации ядра сформировались относительно гомогенный силикатный резервуар и начальная атмосфера, и рассматриваются три схемы, по которым в дальнейшем могло происходить фракционирование силикатных оболочек Земли и рост атмосферы. Первая из них предполагает (см. например, [25]), что рост континентальной коры, обогащенной несовместимыми элементами, и комплементарного ей мантийного резервуара (в дальнейшем, условно, — верхней мантии), обедненного такими элементами, происходил постепенно во времени за счет фракционирования исходного мантийного резервуара (нижней мантии). Согласно второй схеме [20, 25], континентальная кора и верхняя мантия постепенно формировались за счет фракционирования части исходного силикатного резервуара — верхней мантии. Третья схема предусматривает ранее формирование континентальной коры за счет фракционирования вещества верхней мантии и последующего круговорота вещества этих резервуаров [14, 15, 26].

Некоторые принципиальные следствия первых двух схем противоречат надежным наблюдательным данным. Начальные отношения радиогенного и стабильного изотопов, получаемые при изохронном датировании, приводят к выводу о преимущественном формировании вещества континентальной коры из обедненного несовместимыми элементами резервуара [27, 20]; при этом особое значение имеют результаты датирования Sm-Nd методом. Многие работами [4, 12, 27] показано, что отношение Sm/Nd в силикатной Земле в целом практически не отличается от хондритового, и, таким образом, идентификация дериватов верхней, обедненной мантии осуществляется особенно надежно (рис. 1). Эти данные лимитируют вклад вещества нижней, необедненной мантии, что подтверждается и прямыми современными наблюдениями: в структурах типа "горячих пятен" формируется исчезающе малая доля современных магматитов.

Непременным следствием второй схемы является значительное убывание отношения Rb/Sr в производных верхней мантии во времени [25], что не наблюдается в действительности [4, 8] (рис. 2). Кроме того, и первая и вторая схема не освещают эволюции главных резервуаров Земли на протяжении первых 500–700 млн лет (см. подробнее [2]).

Учитывая сказанное выше, в настоящей работе будет рассматриваться лишь третий вариант эволюции силикатной Земли и атмосферы [2], в со-

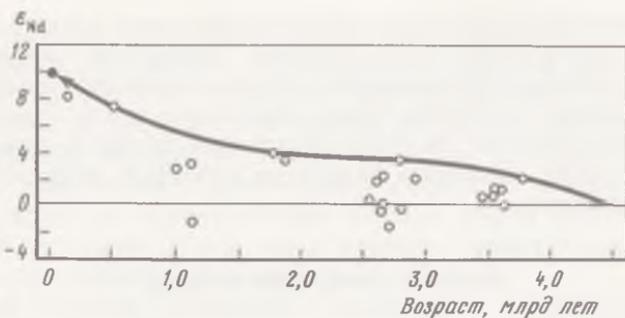


Рис. 1. Начальные значения ϵ_{Nd} древних изверженных и метаморфизованных пород в зависимости от возраста [27]

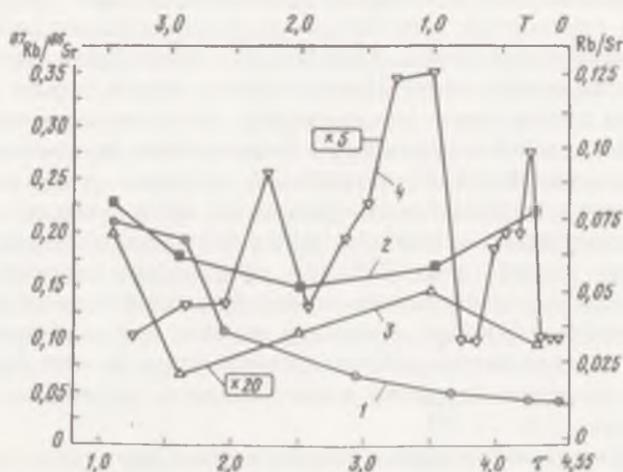


Рис. 2. Вариации отношения Rb/Sr во времени

τ — текущее время; T — возраст в 10^9 лет; 1 — снижение отношения Rb/Sr во времени согласно расчетам для модели с непрерывным неравномерным во времени ростом коры за счет вещества верхней мантии [2]; 2 — вариации того же отношения в основных эффузивах; 3 — в сланцах, умножить на коэффициент 20 [8]; 4 — вариации того же отношения в низкорубидиевых гранитоидах [4]

ответствии с которым в течение первых 100 млн лет после аккреции Земли сформировались следующие силикатные резервуары (рис. 3): обедненная верхняя мантия, океаническая и континентальная земная кора, состав которых существенно не отличается от современного, и начался круговорот вещества, предусматривающий следующие процессы. Блок вещества ΔM_2 верхней мантии M_2 подвергался фракционированию в рифтовых зонах, расплавы δM_{25} формировали океаническую кору, тугоплавкий остаток ΔM_{22} — океаническую литосферу. Затем следовал спрединг коры M_5 и ее субдукция. В зоне субдукции также происходило фракционирование вещества верхней мантии, причем в "зону магмаобразования" M_6 могло добавляться вещество континентальной (верхней, $\alpha_4 \Delta M_{46}$, и нижней, $\alpha_3 \Delta M_{36}$) и океанической ($\alpha_5 \Delta M_{56}$) коры. Возникшие в этой зоне расплавы δM_{63} формировали континентальную кору в зонах сочленения континента

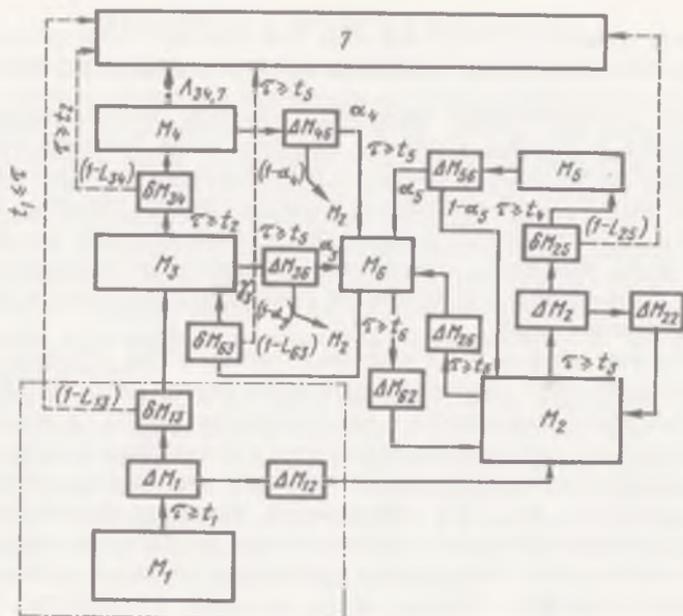


Рис. 3. Схема перераспределения масс и нуклидов между земными резервуарами [3]
Пояснения — в тексте

и океана; тугоплавкий остаток ΔM_{62} , а также часть вещества океанической коры, $(1 - \alpha_5) \Delta M_{52}$, и эродированного вещества континентальной коры, $(1 - \alpha_4) \Delta M_{46}$ и $(1 - \alpha_3) \Delta M_{36}$, погружались в верхнюю мантию и гомогенизировались с ее веществом. Расплавы δM_{63} стимулировали фракционирование континентальной коры. Вследствие этого процесса формировалась верхняя кора, наиболее обогащенная несовместимыми элементами, и нижняя, — отличающаяся существенно меньшим содержанием таких элементов. Скорость роста континентальной коры принималась равной скорости ее деструкции, т.е. масса коры в ходе численного моделирования поддерживалась постоянной. С другой стороны, темп процессов роста (и деструкции) коры варьировал во времени таким образом, чтобы обеспечить современное соотношение масс блоков коры разного возраста.

Все процессы частичного плавления, фракционирования и последующего перемещения расплавов сопровождалась дегазацией вещества Земли и пополнением атмосферы новыми порциями летучих компонентов. Более подробно процесс дегазации рассмотрен в работах [2, 3]. Ниже основное внимание уделено проблемам, связанным с эволюцией Sm-Nd и Rb-Sr геохронометрических систем.

Упомянутые выше процессы описывались транспортными дифференциальными уравнениями первого порядка и решались методом численного интегрирования на ЭВМ.

РАННЯЯ ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ МАНТИЯ–КОРА–АТМОСФЕРА

Взаимно согласованные параметры системы мантия–кора–атмосфера приведены в таблице. Отметим, что начальные значения использованных концентраций радиоактивных и радиогенных изотопов легко могут быть восстановлены на основании первого столбца таблицы, в котором приведены их современные содержания в сохранившейся без фракционирования части исходного гомогенного силикатного резервуара (нижней мантии); современные концентрации стабильных изотопов в нем, естественно, равны начальным.

На основании анализа J–Xe изотопной системы [10, 13] был сделан вывод, что не менее 60% летучих компонентов (прежде всего имеются в виду благородные газы) выделилось в атмосферу очень рано, в течение первых ~ 100 млн лет, в период аккреции планеты, и в силу специфического практически не излученного характера дегазации в этот период (по-видимому, ударная дегазация, см. [5]) принимается, что газы выделились а атмосферу без фракционирования; соответственно в исходном силикатном резервуаре соотношение благородных газов было близко к наблюдаемому в современной атмосфере. Вскоре после аккреции и сегрегации ядра (возможно и в ходе этих процессов) сформировались кора и верхняя мантия. Примерное постоянство отношения Rb/Sr во времени свидетельствует о том, что процесс формирования коры, близкой по массе и составу к современной, завершился в "догеологический" период эволюции Земли, т.е. в течение первых 500–700 млн лет. Соотношение между массой коры и комплементарным по отношению к ней резервуаром – верхней мантией составляло 0,0175. Такое соотношение масс позволяет получить наблюдаемые в обоих резервуарах современные соотношения изотопов неодима при близких к хондритовым начальных содержаниях редкоземельных элементов в веществе Земли (см. подробнее [26]); учитывая этот коэффициент и массу коры $0,225 \cdot 10^{26}$ г, получим массу верхней мантии $12,8 \cdot 10^{26}$, т.е. примерно 1/3 силикатной Земли.

Этот ранний период отличался исключительно высоким темпом круговорота вещества океанической и континентальной коры: $(15–30) \cdot 10^{17}$ г · год⁻¹, примерно в 100 раз более высоким, чем в современную геологическую эпоху. Соответственно время существования континентальной коры составляло всего 10^8 лет. Естественно, при таком темпе круговорота не сохранились древнейшие породы, о чем свидетельствуют результаты радиологического датирования. В ходе круговорота осуществлялась дегазация мантии, сопровождавшаяся существенным фракционированием благородных газов. Коэффициенты распределения газов между расплавом и остатком и их растворимости в силикатных расплавах обеспечили преимущественные потери аргона мантией Земли, в то время как легкие (гелий, неон) и тяжелые (ксенон) газы терялись существенно медленнее.

Дегазация мантии осуществлялась прежде всего в ходе формирования океанической коры наиболее мощного магматического процесса, протекавшего при высокой степени плавления вещества. В среднем доля расплавленного вещества составляла $\sim 0,1$, но не исключено, что в рассматриваемый период она была еще выше. Кроме того, дегазация осуществлялась и в

ходе островодужного магматизма, который характеризовался существенно более низкой степенью плавления вещества, в среднем 0,015. В противном случае не удастся обеспечить наблюдаемые в континентальной коре концентрации наиболее несовместимых элементов, таких, как калий, рубидий, уран. Приведенные выше значения скорости круговорота вещества мантии и коры обеспечили в рамках принятой модели необходимую степень и дегазации мантии, и фракционирования благородных газов в ней, т.е. позволили согласовать результаты расчетов с наблюдательными данными. Отметим, что за последние 3,5 млрд лет в атмосферу добавилось, согласно расчетам, всего около 3% нерадиогенного ^{36}Ar , т.е. количество нерадиогенных благородных газов в атмосфере практически не изменилось за всю геологическую историю Земли.

Следующий период, 4,0–3,0 млрд лет тому назад, отличался сравнительно низким темпом круговорота вещества коры и мантии: $(3\div 5) \cdot 10^{17} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$, так что отдельные блоки континентальной коры такого возраста сохранились до настоящего времени. В дальнейшем темп круговорота вещества коры и мантии немонотонно затухал и в течение последних 2 млрд лет был близок к современному $\sim 0,6 \cdot 10^{17} \text{ г} \cdot \text{год}^{-1}$ [35, 2, 3]. Соответственно снизился с темп дегазации вещества Земли.

СОВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ И ПОТОКИ ГАЗОВ

Всего к настоящему времени из твердой Земли выделилось более 99,5% находившегося в ней количества нерадиогенного изотопа ^{36}Ar и более 70% радиогенного ^{40}Ar , при этом в силу фракционирования газов в ходе дегазации мантии отношения $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$, $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ и $^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$ в современной мантии возросли по сравнению с начальными (для неона и ксенона близкими к атмосферным) в 4,2 и 8 раз соответственно. Предусмотренный в модели процесс дегазации обеспечивает суммарные современные потоки ^3He и ^4He из недр Земли в атмосферу 4,4 и $1,6 \cdot 10^6 \text{ ат} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, при этом соотношении изотопов $^3\text{He}/^4\text{He} = 2,75 \cdot 10^{-6}$. Практически весь ^3He и 1/4 потока ^4He выделяются из верхней мантии; указанные значения потоков ^3He и ^4He из мантии в атмосферу находятся в хорошем соответствии с оценками Крэйга и соавт. [19], основанными на анализе избытка изотопов гелия в океанических водах. Приведенные значения существенно ниже, чем полученные в прежних моделях дегазации [9]. Таким образом, наметившееся противоречие между наблюдаемыми и рассчитанными значениями потоков [29, 32] можно считать ликвидированным.

КОНЦЕНТРАЦИИ И СООТНОШЕНИЕ ЛИТОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Обсудим теперь рассчитанные, внутренне согласованные концентрации радиоактивных и дочерних литофильных элементов. Наиболее надежно может быть оценено количество K в продифференцировавших резервуарах Земли, так как дочерний изотоп ^{40}Ar в значительной степени сконцентрирован в атмосфере, где его количество, как уже отмечалось выше, точно известно. Масса продифференцировавших резервуаров может быть оценена из данных Sm-Nd системы; соответственно может быть определено и среднее

Расчитанные концентрации и соотношения элементов и изотопов для K-Ar, U-He, Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем

Параметры	Единицы измерения	Мантия		Океаническая кора	Континентальная кора			
		нижняя	верхняя		нижняя	верхняя	в среднем	
			$27,33 \cdot 10^{26} \text{ г}$	$12,67 \cdot 10^{26} \text{ г}$	$0,059 \cdot 10^{26} \text{ г}$	$0,158 \cdot 10^{26} \text{ г}$	$0,068 \cdot 10^{26} \text{ г}$	$0,226 \cdot 10^{26} \text{ г}$
			1	2	5	3	4	3 + 4
K-Ar система*1								
K	мас. %	0,048	0,015	0,10	1,2	3,4	1,9	
^{40}Ar	$10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	39	7,8	1,7	42	590	200	
$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	—	1000	21 000	25 000	10^5	10^5	10^5	
K-Ar возраст	10^6 лет	4550	3800*2	390	720	2200	1600	
U-He система								
U	$10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$	0,038	0,012	0,08	1,0	2,7	1,5	
^4He	$10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{г}^{-1}$	74	10	24	18	68	33	
$^3\text{He}/^4\text{He}$	10^6	40	11	11	0,2	0,01	0,1	
Rb-Sr система								
Rb	$10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$	0,94	0,30	2,0	14	88	36	
Sr	$10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$	33	25	120	370	510	410	
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	—	0,7045	0,7030	0,7030	0,7045	0,717	0,709	
Rb-Sr возраст	10^6	4550	8800	—	1900	2200	2080	
Sm-Nd система								
Sm	$10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$	0,40	0,30	1,4	6,1	6,0		
Nd	$10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$	1,3	0,70	4,1	32	32		
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	—	0,5118	0,512381	0,51241	0,511267	0,51044		
(ϵNd)		(0)	(11,4)	(11,8)	(-10,4)	(-26)		
K/U	10^4	1,26	1,25	1,25	1,25	1,26	1,27	
K/Rb	—	510	500	510	800	380	510	
$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$	—	1,9	1,3	14	0,4	0,1	0,16	
$^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$	—	0,08*5	0,30	3,9	—	—	—	
$D_K = D_U =$ $= D_{\text{Rb}}$	—			0,01	0,001	0,35		
D_{He}	—			0,07	0,07	—		
D_{Ar}	—			0,1	0,1	—		
$L_{\text{Ar}}, \lambda_{\text{Ar}}$				0,05	0,01	$0,35 \cdot 10^{-9}$ *6		
$L_{\text{He}}/L_{\text{Ar}}$				10	10	$10 \cdot 10^{-9}$		
λ_{He}				0,085	0,085	0,7		
D_{Sr}	—			0,065	0,065	1,0		
D_{Nd}	—			0,025	0,025	1,0		
F				0,1	0,015	—		

* Приведенные в таблице значения расчетных параметров согласованы с наблюдаемым в атмосфере количеством и изотопным составом аргона ($^{36}\text{Ar} = 1,25 \cdot 10^{20} \text{ см}^3$; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 296$); при этом учитывалось [37], что 60% нерадиоогенных изотопов аргона (и других газов) выделились в атмосферу на этапе ранней дегазации, т.е. до начала моделируемых процессов.

*2 Большое значение возраста обусловлено неравенством $D_{\text{Ar}} > D_K$; на самом деле время жизни несовместимых радиоактивных элементов верхней мантии намного меньше (см. текст).

*3 При оценке возраста верхней и нижней мантии в качестве начального отношения использовалось ВАБИ, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,69899$, для коры — среднее рассчитанное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7015$ в мантии 2 млрд лет тому назад.

*4 Отношения даны в соответствии с коррекцией за масс-дискриминацию по значению $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0,636151$.

*5 Значение $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ получено в предположении, что отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ перв в протовеществе Земли были близки к средним значениям, установленным для метеоритов: $3,3 \cdot 10^{-4}$ и 500 соответственно; отношение $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ в протовеществе Земли принималось равным таковому в атмосфере — 0,524.

*6 Потери аргона и гелия из пород коры принимались пропорциональными их концентрациям; коэффициенты пропорциональности λ_{Ar} и λ_{He} приведены в таблице в скобках (см. текст).

содержание $K = 0,048\%$ (см. таблицу). Следует отметить, что неопределенность оценки связана, прежде всего, с соотношением масс верхней и нижней мантии. Поскольку отношение K/U в породах коры и мантии варьирует в узких пределах, в частности почти постоянно и равно 12 700 [28] в свежих стеклах срединно-океанических рифтовых базальтов (MORB), это отношение и обеспечивающее его равенство коэффициентов распределения U и K были приняты для всех резервуаров. Соответственно содержание U в силикатных оболочках оказалось равным $0,038 \cdot 10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$, т.е. содержания радиоактивных элементов весьма близки к так называемой смеси Вассербурга, при которой теплопотери Земли и генерация в ней тепловой энергии за счет распада радиоактивных элементов сбалансированы [38].

Отношение K/Rb также является своеобразной геохимической константой, значение 510 было принято на основании работы [28] и полагалось равным для верхней и нижней мантии и (в среднем) континентальной коры. Фракционирование этих элементов было введено только в процесс формирования континентальной коры на основании данных о существенном дефиците Rb в нижней коре, проявившемся как в изотопном составе стронция, так и в отношениях Rb/Sr и даже K/Rb [7, 17, 22, 39]. Значение K/Rb отношения для силикатной Земли, в среднем 510, определяет содержание Rb в нижней, недифференцированной мантии: $0,94 \cdot 10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$.

Изотопный состав Sr в этом резервуаре был определен на основании $Sr-Nd$ изотопной корреляции $^{87}Sr/^{86}Nd = 0,7045$ [21]. Хотя по мере накопления данных эта оценка становится несколько менее определенной, тем не менее она по-прежнему может считаться удовлетворительной, поскольку занимает разумное, поддающееся балансу значение между достаточно надежно известными соотношениями изотопов стронция в комплексных резервуарах, континентальной коре и верхней мантии (см. таблицу). Такое значение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ обуславливает современную концентрацию стронция в недифференцированной нижней мантии $33 \cdot 10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$ в удовлетворительном соответствии с содержанием этого элемента в метеоритах (занимает промежуточное положение между хондритами и богатыми Ca хондритами [11]).

Содержание редкоземельных элементов выпадает из представленной выше цепочки взаимосвязанных между собой содержаний материнских и дочерних элементов, хотя они исключительно важны, так как лежат в основе соотношения масс. Как уже отмечалось выше, их начальные содержания принимаются обычно в 1,5–2 раза выше хондритовых коэффициентов, учитывающих сегрегацию ядра и обеднение вещества Земли летучими элементами. В настоящей работе концентрации Sm и Nd приняты такими же, как в работе [25], т.е. примерно в 2 раза превышающие хондритовые. Не исключено, однако, что несколько лучше было использовать коэффициент 1,5, а не 2, — в этом случае содержания рассмотренных выше элементов удалось бы снизить на 25%, а соотношение масс верхней и нижней мантии приблизилось бы к 0,4; однако такой вариант модели пока не просчитан.

Представленные выше средние для силикатной Земли концентрации интересующих нас элементов согласованы с таковыми в подвергшихся фракционированию резервуарах. Используя последние совместно с массами резервуаров и значениями массопотока из верхней мантии в океаническую и континентальную кору, можно оценить важный для дальнейшего обсуждения параметр — время жизни атома в верхней мантии

$$\Delta T_i \approx N_{i,2} / (\dot{N}_{i,25} + \dot{N}_{i,63}),$$

где $N_{i,2}$ — количество атомов i -го сорта в верхней мантии, $\dot{N}_{i,25}$ и $\dot{N}_{i,63}$ — количества атомов, переносимых расплавами в единицу времени из верхней мантии в океаническую и континентальную кору соответственно. Используя приведенные в таблице и в тексте численные данные, получаем, что время жизни наиболее несовместимых элементов, таких, как K, Pb, U, Th и Rb, в верхней мантии составляет приблизительно $1 \cdot 10^9$ лет. Для элементов, характеризующихся существенно большими коэффициентами распределения, в нашем случае редкоземельных элементов и стронция, это время близко к 4 млрд лет. Масса верхней мантии "обновится" при современном темпе круговорота вещества в течение 19 млрд лет. Эти оценки близки к полученным ранее [26] для более простой модели, в которой круговорот вещества осуществляется между двумя силикатными резервуарами (корой и мантией).

Другим отражением процессов круговорота вещества являются значения K-Ar и Rb-Sr возраста верхней мантии, не имеющие реального возрастного смысла (см. таблицу). Коэффициент распределения и соответственно время жизни аргона в верхней мантии ($\sim 3,7 \cdot 10^9$ лет для ^{36}Ar) намного больше, чем время жизни калия. Соответственно K-Ar возраст этого резервуара оказался весьма высоким, намного превышающим время жизни K в нем. Не исключено, что весьма древние значения K-Ar возраста алмазов [33] также не имеют реального возрастного смысла, а обусловлены процессами переноса масс и атомов между резервуарами. Еще большее значение Rb-Sr возраста является следствием весьма малого времени жизни рубидия, малой его концентрации в верхней мантии и привносе обогащенного радиогенным изотопом стронция в этот резервуар из континентальной коры.

Времена жизни несовместимых элементов в континентальной коре составляют $\sim 4 \cdot 10^9$ лет (существенно выше, чем в верхней мантии) в силу двух обстоятельств: во-первых, в континентальной коре, несмотря на ее относительно малую массу, сконцентрировано большее количество таких элементов; во-вторых, в круговороте вещества между континентальной корой и верхней мантией не принимает участие наиболее мощный "транспортный" процесс формирования и субдукции океанической коры. Близкие значения времен жизни получены и для менее несовместимых элементов, такие, как стронций. Аналогично значения Rb-Sr возраста континентальной коры менее подвержены влиянию круговорота вещества и ближе к реальному среднему возрасту этого резервуара. Сказанное справедливо для Sm-Nd изотопной систематики и, вероятно, для U-Th-Pb.

ПРОЦЕССЫ СМЕШЕНИЯ ВЕЩЕСТВА
И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ
ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Хотя трех арифметических действий достаточно для того, чтобы убедиться в нелинейности (в общем случае) кривых смешения вещества разных резервуаров в изотопных координатах, тем не менее до настоящего времени при обсуждении проблемы изотопно-геохимической неоднородности вещества, сформировавшегося в верхней мантии, этому важнейшему обстоятельству нередко не уделяется должного внимания. В частности утверждение о том, что, если Pb-Pb корреляции являются результатом бинарного смешения, Sr-Nd изотопные соотношения должны отражать их [40], повторяется во многих работах (см. например, [6]). Хотя в изложенном выше положении из работы Уайта и др. [40] подчеркивается, что отсутствие корреляции не является доказательным, а лишь "свидетельствует" против процессов смешения, тем не менее такой подход к интерпретации Sr-Nd-Rb изотопных данных не представляется правильным. Как это будет показано ниже, бинарное смешение вещества разных резервуаров, как правило, не должно приводить и не приводит (см., например, рис. 2, 4 в работе [24]) к четким изотопным корреляциям, если концентрации элементов в смешивающихся резервуарах существенно различаются, как это имеет место, например, при сопоставлении свинца и стронция. Подчеркнем, что справедливо и обратное утверждение: при соизмеримых концентрациях элементов в смешивающихся резервуарах смешение, как правило, должно быть отражено в изотопных координатах, как это и имеет место в действительности, ибо такова, по всей вероятности, природа Sr-Nd корреляции.

Рассмотрим вначале подробнее проблему смешения вещества коры и мантии при соизмеримых концентрациях дочерних элементов в этих резервуарах (см. таблицу) на примере неодима и стронция (рис. 4). Линия смешения не сильно отличается от прямой, т.е. смешение приводит к сильным изотопным корреляциям. Из рис. 4 следует, что в большинстве случаев наблюдаемые стронций-неодимовые изотопные характеристики самых разнообразных пород могут быть объяснены смешением вещества трех принципиальных резервуаров — верхней мантии, нижней и верхней континентальной коры. Веерообразно расходящиеся от верхней мантии (ДМ) очертания мантийной последовательности подчеркивают участие в процессах смешения всех трех рассматриваемых резервуаров. Следует подчеркнуть, что расположение Sr-Nd данных для ряда геологических формаций вне площади смешения отнюдь не является аргументом против такого объяснения. В реальных процессах эрозии, субдукции и последующего смешения с веществом мантии участвуют не идеализированные усредненные резервуары, но весьма различающиеся по составу, возрасту и геологической истории блоки коры; некоторые из них и должны находиться вне зоны, ограниченной линиями смешения.

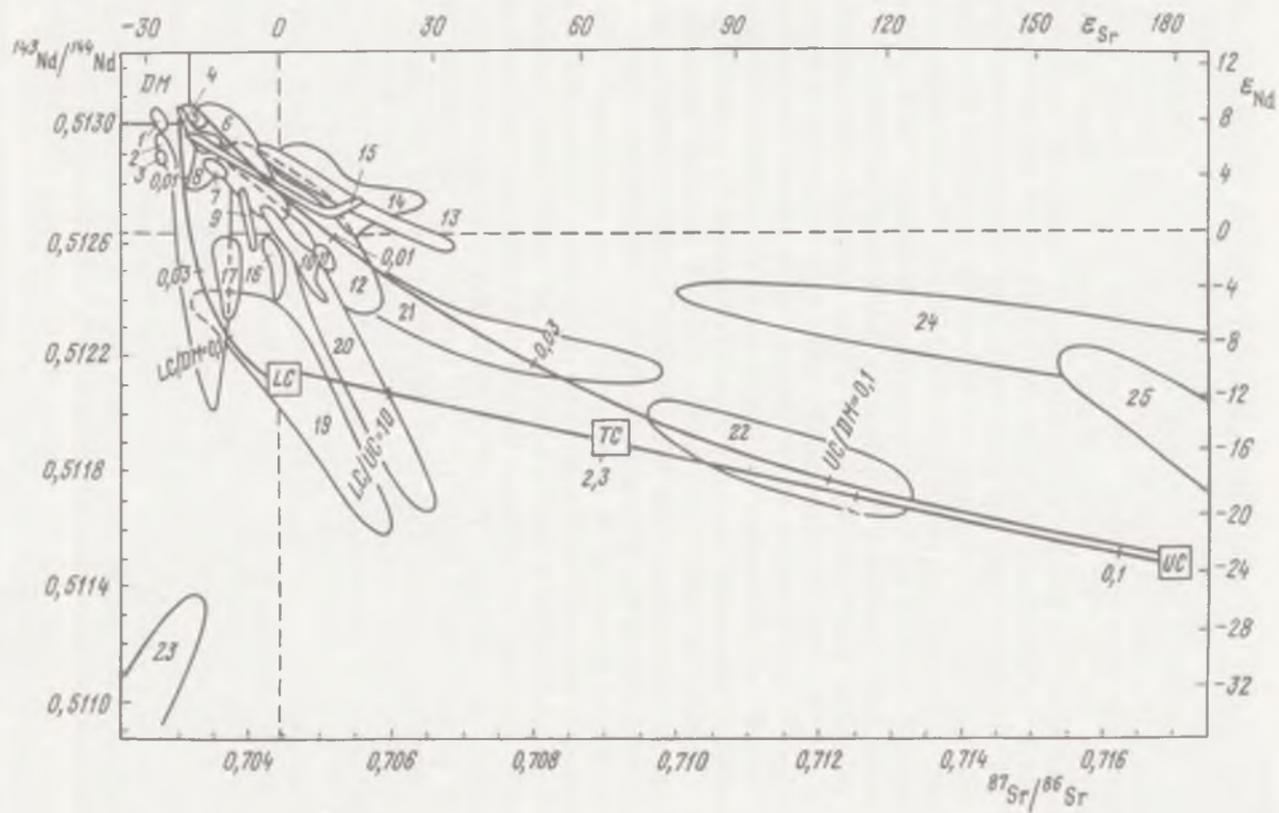
Так, например, можно показать, что наблюдаемые Sr-Nd характеристики древних (2,9 млрд лет) левизианских гнейсов в Шотландии (см. рис. 4, 23) и рассчитанные для блока древней нижней коры практически совпадают. Соответственно Sr-Nd тренды для четвертичных базальтов этого региона (см. рис. 4, 17, 18) могут быть объяснены контаминацией мантийных

расплавов таким веществом. Аналогичные рассуждения справедливы и при сопоставлении Sr-Nd данных для составных проб древнего Канадского щита с (см. рис. 4,25) рассчитанными характеристиками верхней коры в среднем.

Существенно, что незначительный вклад вещества континентальной коры приводит к заметному отклонению изотопных составов стронция и неодима от типичных для обедненной мантии. Добавки к мантийным производным 0,1% вещества верхней континентальной коры практически обеспечивает смещение изотопных составов вдоль всей мантийной последовательности (см. рис. 4). Такая добавка не может быть зафиксирована при сопоставлении содержаний распространенных элементов, поскольку она находится за пределами погрешности химического анализа горных пород. Из сказанного ясно, что петрологические аргументы, которые нередко используются для суждения об отсутствии процессов контаминации, должны использоваться с большой осторожностью. Что касается редких и рассеянных (прежде всего, некогерентных) элементов, то и в этом случае необходимо учитывать возможность разделения материнских и дочерних элементов как непосредственно в ходе процессов контаминации или смещения, так и при формировании и дальнейшей эволюции магматических расплавов. Такие процессы могут нередко приводить к "отрыву" изотопных "меток" от генетически обусловивших их соотношений материнского и дочернего элементов, поэтому и распространенности редких и рассеянных элементов не могут быть использованы в качестве надежных аргументов, подтверждающих или отвергающих процессы смещения вещества разных резервуаров при формировании вновь возникающих пород.

Заканчивая анализ рис. 4, следует отметить, что отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в верхней и нижней коре существенно различаются, несмотря на одинаковое отношение Sm/Nd в этих резервуарах (см. табл.). Такое различие обусловлено принятым в настоящей модели (и разделяемым многими исследователями, см., например, [36, 37]) процессом формирования коры, подробно рассмотренным ранее [1, 2]: нижняя кора пополняется веществом, сформировавшимся в мантии и характеризующимся значениями $\epsilon_{\text{Nd}} > 0$ и в силу фракционирования редкоземельных элементов при формировании расплавов значениями $f(\text{Sm}/\text{Nd}) = [(\text{Sm}/\text{Nd})_{\text{расплав}} / (\text{Sm}/\text{Nd})_{\text{мантия}} - 1] < 0$. Благодаря этому обстоятельству ϵ_{Nd} в нижней коре уменьшается во времени, что и приводит к его современному среднему для этого резервуара значению. Верхняя кора пополняется веществом, сформировавшимся в нижней коре и характеризующимся отрицательными значениями ϵ_{Nd} и $f(\text{Sm}/\text{Nd})$; соответственно проинтегрированные по времени и усредненные значения ϵ_{Nd} в верхней коре всегда будут меньшими по сравнению с таковыми в нижней коре. Такой процесс объясняет различие изотопных соотношений неодима верхней и нижней коры, не привлекая процессы фракционирования редкоземельных элементов в ходе формирования этого резервуара [37], хотя, вообще говоря, оба эти процесса не являются альтернативными и могут протекать совместно.

Обсудим теперь ситуацию, когда смещению подвергаются вещества главных силикатных резервуаров Земли, при существенно различных концентрациях и изотопных соотношениях интересующих нас элементов, например стронция и гелия (рис. 5). Прежде всего следует подчеркнуть, что во



многих случаях отрезки кривых смешения приближаются к прямым, параллельным одной из осей координат. Иными словами, если процесс смешения реализуется в ограниченном интервале отношений смешивающихся масс (как это и имеет место в действительности), то он вполне может не быть проявленным в изотопных координатах. Из рис. 5 следует, что при смешении вещества обедненной мантии с веществом нижней и (или) верхней коры отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ практически неизменно при возрастании отношения ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ до 0,704 и 0,710 соответственно. Наблюдаемый тренд смешения для Италии (см. рис. 5, 16) не должен следовать линии смешения, поскольку сопоставлялись изотопные соотношения гелия во флюидах и стронция в базальтах, а такой фазовый переход не учтен при построении линий смешения. Важной в смысле интерпретации данных изотопии стронция в океанических базальтах представляется ветвь кривой смешения обедненной и необедненной мантии. Незначительный вклад первого из указанных резервуаров прежде всего проявляется в возрастании изотопного соотношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, которое является, очевидно, главным критерием для идентификации этого процесса. Поэтому объяснения природы повышенных значений ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} \approx 0,7035$ в MORB (при отношениях ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \sim 10^{-5}$ в этих породах) добавкой вещества необедненной мантии не представляется убедительным, ибо такой процесс привел бы к существенно более высоким отношениям ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$. Напротив, изотопные составы стронция и гелия в таких породах вполне согласуются с представлением о смешении вещества верхней мантии и континентальной коры. Единственным исключением являются структуры типа "горячих пятен" — Исландия и особенно Гавайи. Подчеркнем, что темп наращивания вулканитов в таких структурах в современную геологическую эпоху несоизмерим с общей продуктивностью магматического процесса в рифтовых зонах и зонах островных дуг. Более того, если рассмотренный выше процесс дегазации мантии близок к реальному, то такое заключение справедливо практически для всей истории Земли.

Из рис. 5 в еще большей степени, чем из предыдущего, следует, что добавка незначительного количества вещества одного резервуара может весь-

Рис. 4. Изотопы стронция и неодима в силикатных резервуарах Земли и разнообразных горных породах

Резервуары: обедненная верхняя мантия *DM*; континентальная кора в среднем *TC*; верхняя — *UC*; нижняя — *LC*; линии, соединяющие резервуары — линии смешения; числа возле линий — соотношение масс вещества резервуаров в смеси; линии смешения на этом и последующих рисунках построены для средних концентраций соответствующих дочерних элементов в резервуарах и (или) в гипотетических продуктах смешения без учета процессов фракционирования при формировании расплавов, переноса компонентов флюидами и т.д.; базальты океанической коры [24] (там же — ссылки на оригинальные источники); 1 — о-в Вознесения; 2 — о-в Св. Елены; 3 — о-в Тубуаи; 4 — о-в Марион; 5 — о-в Пасхи; 6 — Гавайи; 7 — о-в Жан Фернандес; 8 — Северо-Западный подводный хребет; 9 — о-в Сан-Феликс; 10 — подводный хребет Валвис; 11 — о-в Тристан-де Кунья; 12 — о-в Кергелен; 13 — о-в Общества; 14 — о-в Самоа; 15 — Маркизские острова [4]; 16 — траппы [17, 18]; интрузии четвертичных базальтов Шотландии; 17 — Скай; 18 — Мулл; 19 — Мук; 20 — Эиг; 21 — батолиты Калифорнии; 22 — некоторые изверженные породы; 23 — породы гранулитовой фации метаморфизма (Левизианские гнейсы) [30]; 24 — S-граниты [31]; 25 — составные пробы изверженных пород Канадского щита

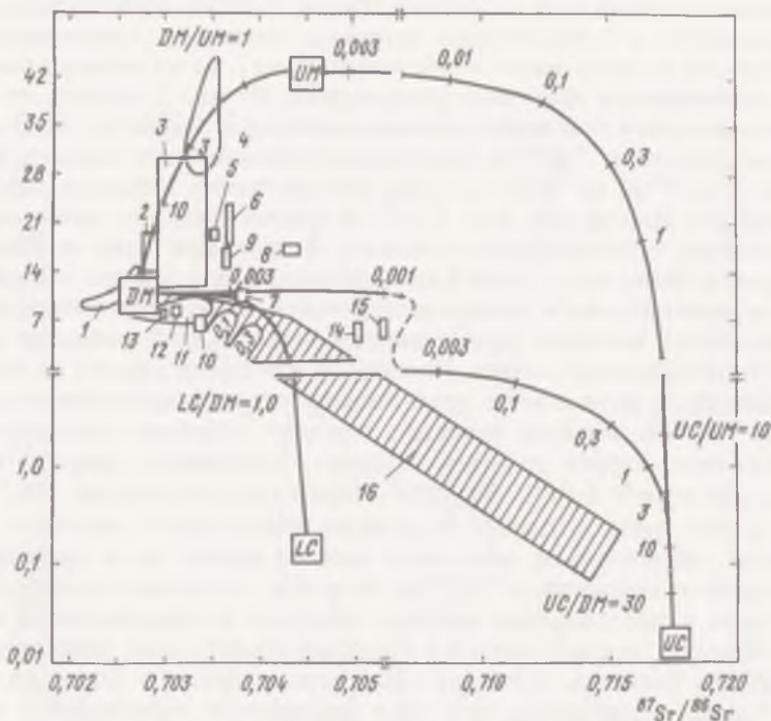
${}^3\text{He}/{}^4\text{He}, \times 10^{-6}$ 

Рис. 5. Соотношения изотопов стронция и гелия в современных вулканитах и основных резервуарах Земли

Резервуары: *UM* – необедненная мантия (нижняя), *DM* – верхняя мантия, *LC* – нижняя континентальная кора, *UC* – верхняя континентальная кора; кривые, соединяющие резервуары – линии смещения их вещества, числа возле кривых – соотношения масс в смеси; необходимые для построения кривых смещения данные приведены в табл. 1. Экспериментальные данные: 1 – значения типичные для MORB; 2 – о-в Рейкьянес; 3 – о-в Исландия; 4 – о-в Лохи; 5 – о-в Килауза; 6 – о-в Гулалаи; 7 – о-в Мауна Лоа (Гавайи); 8 – о-в Реюньон; 9 – о-в Бове; 10 – о-в Ян Майен; 11 – данные для Срединно-Атлантического рифта в сегменте между 33–50° N; 12 – о-в Ла-Пальма; 13 – о-в Принц-Эдвард; 14 – о-в Тристан-де-Кунья; 15 – о-в Гоух; 16 – зависимость между изотопным составом стронция в базальтах Италии и изотопным составом во флюидах, циркулирующих в этих базальтах. Масштаб горизонтальной и вертикальной осей переменный

ма существенно повлиять на изотопный состав одного или обоих сопоставляемых элементов. Так, например, добавление 1% вещества верхней коры к веществу обедненной мантии изменит отношение ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ от 0,703 до 0,708 при снижении соотношения изотопов гелия всего до $9,5 \cdot 10^{-6}$.

Поскольку содержание изотопов гелия в необедненном резервуаре (тем более в сформированном в нем расплаве) может быть по определению значительно выше, чем в обедненном, а содержания стронция различаются не очень сильно (см. таблицу), небольшая добавка вещества обедненной мантии должна влиять на изотопный состав стронция и не сказываться на соотношении изотопов гелия; такой тренд и наблюдается на рис. 5.

Поэтому обратный тренд вряд ли имеет физический смысл.

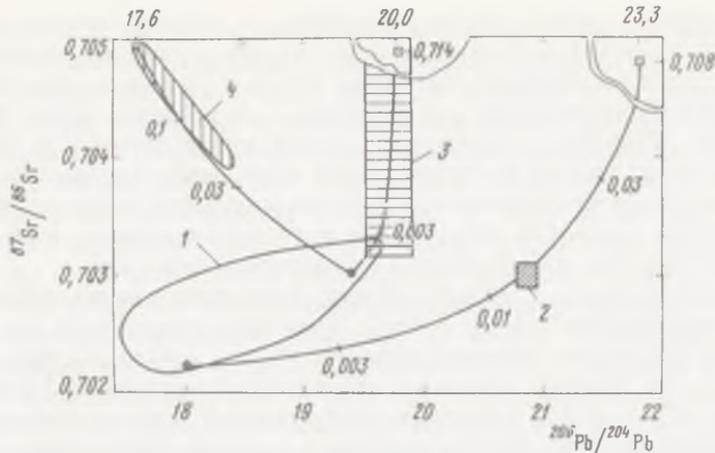


Рис. 6. Аппроксимация трендов, наблюдаемых для океанических островов, линиями смещения вещества коры и верхней мантии

1 — область, занимаемая срединно-океаническими базальтами; крестиками показаны изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, использованные в качестве одного из "крайних членов" для аппроксимации; концентрации свинца и стронция для этой области во всех случаях принимались одинаковыми (здесь и далее концентрации $10^{-6} \text{ г} \cdot \text{г}^{-1}$) $^{204}\text{Pb} = 0,0015$ (соответствует концентрации $U = 0,012$, см. табл., и обычно принимаемому для мантии значению $\mu = 8,2$); $^{86}\text{Sr} = 2,5$ (см. табл.); 2 — о-в Св. Елены; здесь и далее кривые — линии смещения, числа возле кривых — соотношения масс коры и мантии; соотношения изотопов Pb и Sr в правом верхнем углу (на врезке); кора в данном случае представлена смесью (в соотношении 1:1): осадков, сносимых с древних щитов континентальной коры, концентрации $^{204}\text{Pb} = 0,265$ (соответствует содержанию $U = 3$ и типичному для коры значению $\mu = 11$) $^{86}\text{Sr} = 20$ [8], изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 23,5$ (осадки Гудзонова залива [34]), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,72$ (озера Канадского щита) [11]; базальтов океанической коры, концентрации $^{204}\text{Pb} = 0,01$ (соответствует содержанию $U = 0,08$, см. табл., и $\mu = 8$), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7025$ (соответствует значениям, типичным для области 1); 3 — Азорские острова, крайний член — верхняя континентальная кора в среднем, изотопные отношения на врезке сверху, концентрации те же, что и для осадков области 2; 4 — хребет Валвис (Южная Атлантика), крайний член — нижняя континентальная кора с содержанием $^{204}\text{Pb} = 0,061$ (соответствует содержанию $U = 0,5$ и $\mu = 8,2$), $^{86}\text{Sr} = 40$ (табл.), изотопные отношения в верхнем левом углу

Хотя U-Th-Pb система пока не моделировалась, тем не менее рис. 6 иллюстрирует, что и в Pb-Sr координатах наблюдаемые изотопные характеристики пород и тренды могут быть аппроксимированы смешением вещества континентальной и океанической коры и верхней мантии. Для такой иллюстрации выбраны три региона: 1) о-в Святой Елены в Южной Атлантике, породы которого характеризуются весьма радиогенным свинцом: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,82$ и в то же время низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7032$. Так что, по мнению Харта и др. [24], подбор "крайнего члена" т.е. вещества, подвергнувшегося смешению, весьма затруднителен, и поэтому концепция смешения вещества коры и мантии в этом случае сомнительна; 2) архипелаг Азоры, Центральная Атлантика, породы которого образуют субвертикальный тренд, т.е. изотопный состав Sr варьирует при постоянном изотопном составе Pb; 3) подводный хребет Валвис, Юго-Западная Атлантика, породы которого образуют "обратный тренд" — по мере возрастания отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вклад радиогенного стронция убывает (данные из работы [24]).

При подборе крайних членов допустимо, по нашему мнению, руководствоваться следующими правилами: один из них должен непременно находиться в пределах значений изотопных составов, типичных для MORB, а концентрация интересующих нас изотопов — в пределах между MORB и веществом обедненного резервуара; второй может состоять из вещества верхней и (или) нижней континентальной коры разного возраста и вещества свежей или контаминированной стронцием морской воды океанической коры, причем последняя может иметь изотопные составы и концентрации дочерних элементов, наблюдаемые в океанических базальтах.

Как следует из рис. 5, во всех случаях приведенные на нем экспериментально установленные тренды в Pb-Sr изотопных координатах могут быть объяснены процессом смешения вещества коры и мантии. В единственном случае (о-в Св. Елены) для такого объяснения потребовался "составной" конечный член: осадки древней континентальной коры и подстилающая их океаническая кора. Другие изотопные характеристики пород о-ва Св. Елены (отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) также были получены при смешении тех же крайних членов. Подчеркнем, что эти данные используются не более чем для иллюстрации того, что смешение реально наблюдаемых пород коры в принципе может объяснить и такое anomальное соотношение изотопных составов, как наблюдаемое на о-ве Св. Елены. Конечно, прямая параллель между осадками, сформировавшимися на Канадском щите (вынесенными с него в Гудзонов залив) и на о-ве Св. Елены, неправомерна. Где могла возникнуть специфическая смесь осадков древней континентальной и океанической коры, которая, претерпев субдукцию и латеральное перемещение вследствие конвекции мантии, оказалась бы на координатах о-ва Св. Елены? Ответ на этот вопрос пока затруднителен, тем более что вообще неясно, где происходит субдукция вещества, компенсирующая формирование океанической коры в южном сегменте Срединно-Атлантического рифта. Для ряда районов подобная задача решена [16 и др.]. Дальнейшая идентификация источников вещества океанических вулкаников с последующим использованием полученных сведений для выяснения направлений и скоростей конвекции современной мантии представляется весьма перспективным приложением изотопно-геохимических данных к фундаментальным геофизическим проблемам.

Концепция формирования островодужных и внутриплитных вулкаников главным образом в результате смешения вещества коры и верхней мантии позволяет не только объяснить наблюдаемые в изотопных координатах тренды, но и приводит к весьма простому представлению о процессах, обеспечивающих такое смешение. Единственное дополнительное предположение, необходимое для развития представления, заключается в том, что субдуцированное вещество коры по мере прогрева становится петрогенетически активным, возможно в связи с обилием законсервированных в нем летучих компонентов.

Подводя итог настоящей работе, кратко охарактеризуем, не претендуя на оригинальность, процесс формирования мантийных расплавов с позиций изотопно-геохимического количественного моделирования. Возникающие над зонами субдукции расплавы отражают прежде всего фракционирование вещества верхней мантии, однако в большинстве (если не во всех) случаях они отмечены контаминацией вещества коры. Хотя многие авторы полага-

ют, что привнос редких и рассеянных элементов осуществлялся не посредством частичного плавления субдуцируемого вещества как инициатора магматического процесса в таких регионах. Заметим, что преобразование вещества коры в зоне магнаобразования вследствие фазовых переходов может привести к значительному изменению соотношений между материнскими и дочерними элементами; определенному изменению могут подвергнуться изотопные соотношения последних. По мере дальнейшего перемещения субдуцированной плиты, сохранившиеся (хотя и преобразованные) фрагменты коры могут вновь инициировать процессы частичного плавления, в ходе которых могут возникнуть весьма разнообразные по своим изотопным характеристикам расплавы. Изотопные соотношения дочерних элементов в достигнувших океанической коры расплавах будут определяться процессами смешения вещества: обогащенной несовместимыми элементами субдуцированной преобразованной коры; расположенной рядом особенно обедненной такими элементами океанической литосферы; наконец, расположенной выше обедненной мантии.

Поскольку масштабы внутриплитного вулканизма несоизмеримы с продуктивностью магматизма в рифтах, погружившаяся плита должна повторно принять участие в процессах плавления вещества в рифтовых зонах — в противном случае необходимая степень дегазации вещества мантии не была бы достигнута. Вновь в рифтовых зонах субдуцированная кора инициирует плавление мантии, и если степень плавления невелика, то сохраняются следы происхождения вещества, в частности более радиогенные составы дочерних элементов, иногда повышенные содержания несовместимых элементов (высокорубидиевые базальты, см. [4]). Однако степень плавления вещества в рифтовых зонах достаточно высока для его эффективного перемешивания и усреднения изотопных меток, и поэтому субдуцированное вещество теряет здесь свою индивидуальность и превращается во вновь возникшие МОРБ, изотопно-геохимическая неоднородность которых вызвана многократным повторением и усреднением продуктов такого процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее существенным результатом работы является выбор схемы эволюции силикатных оболочек Земли, при которой результаты численного моделирования изотопных геохронометрических систем наилучшим образом согласуются с эмпирическими данными. Эта схема объединяет следующие процессы: раннее формирование континентальной коры с последующим немонотонно затухающим во времени круговоротом ее вещества; круговорот океанической коры, темп которого примерно на порядок превышал темп круговорота континентальной коры; перенос расплавами несовместимых элементов из мантии в кору и газов из мантии в атмосферу.

Получены взаимно согласованные в рамках количественной модели содержания радиоактивных элементов в силикатной Земле, а именно (в г/т): $K = 480$, $Rb = 0,94$, $U = 0,038$ и в верхней мантии, обедненной несовместимыми элементами (в г/т): $K = 150$, $Rb = 0,30$, $U = 0,012$. Определены времена жизни таких элементов в верхней мантии: ~ 1 млрд лет, и в континентальной земной коре: $\sim 3,5$ млрд лет при среднем возрасте верхней мантии и континентальной коры около 2 млрд лет.

Показано, что в рамках этой модели, основанной на круговороте вещества коры, изотопно-геохимические неоднородности верхней мантии получают простое и естественное объяснение как результат смешения вещества принципиальных резервуаров — верхней мантии, нижней и верхней континентальной коры и океанической коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азбель И.Я., Толстихин И.Н.* Эволюция силикатных оболочек земли и атмосферы в свете современных изотопных данных // XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 11: Геохимия и космохимия.
2. *Азбель И.Я., Толстихин И.Н.* Радиогенные изотопы и эволюция вещества Земли. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1987.
3. *Азбель И.Я., Толстихин И.Н.* Круговорот океанической коры и проблема дегазации мантии // Геохимия. 1989. № 7.
4. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985.
5. *Герасимов М.В., Мухин Л.М.* О механизме образования атмосфер Земли и планет земной группы на стадии их аккреции // Письма в "Астрон. журн." 1979. Т. 5, № 8.
6. *Левский Л.К., Друбецкой Е.Р.* Изотопная стратификация мантии(обзор) // Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987.
7. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М.: Наука, 1975.
8. *Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Ярошевский А.А.* Источники вещества и проблема эволюции осадочной оболочки и земной коры // XXVII Междунар. геол. конгр. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 11: Геохимия и космохимия.
9. *Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Хабарин Л.В.* Изотопы легких инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере // Геохимия. 1975. № 5.
10. *Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Шарков И.В.* Избыток ^3He и ^{129}Xe в мантии Земли и проблема ранней дегазации // Там же. 1985. № 11.
11. *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974.
12. *Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмитт Р.А., Смит Р.Х.* Распределение редких земель в атмосфере и в космосе. М.: Мир, 1968.
13. *Allegre C.J., Staudacher T., Sarda P.* Rare gas systematics: formation of the atmosphere, evolution and structure of the Earth's mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986/1987. Vol. 81. P. 127–150.
14. *Armstrong R.L.* A model for Sr and Pb isotope evolution in a dynamic earth // Rev. Geophys. 1968. Vol. 6. P. 175–199.
15. *Armstrong R.L.* Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on near-steady non-continental-growth earth // Phil. Roy. Soc. London. A. 1981. Vol. 301. P. 443–472.
16. *Armstrong R.L., Cooper J.A.* Lead isotopes in island arcs // Bull. Volcanol. 1971. Vol. 35. P. 27–63.
17. *Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Continental volcanics derived from enriched and depleted source regions: Nd and Sr isotope evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 37. P. 401–408.
18. *Carter S.R., Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Neodimium and strontium isotopes: evidence for crustal contamination of continental volcanics // Science. 1978. Vol. 202. P. 743–746.
19. *Craig H., Clarke W.B., Beg M.A.* Excess ^3He in deep water on the east Pacific rise // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 125–132.
20. *DePaolo D.J.* Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd Sr isotopes // Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44. P. 1185–1196.
21. *DePaolo D.J., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of ^{143}Nd / ^{144}Nd // Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3. P. 743–746.
22. *DePaolo D.J., Wasserburg G.J.* Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 615–627.

23. Hamano Y., Ozima M. Earth-atmosphere evolution model based on the isotopic data // Terrestrial rare gases. Tokyo: Cent. Acad. Pub. Jap., 1978. P. 155–172.
24. Hart S.R., Gerlach D.C., White W.M. A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing // *Geochim. et cosmochim. acta*, 1986. Vol. 50. P. 1551–1557.
25. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. The mean age of mantle and crustal reservoirs // *J. Geophys. Res. B*. 1979. Vol. 84. P. 7411–7427.
26. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. A two-reservoir recycling model for mantle-crust evolution // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 1980. Vol. 77. P. 6298–6302.
27. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. II // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.
28. Jochum K.P., Hofman A.W., Ito E. et al. K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production. K/U and K/Rb in the mantle // *Nature*. 1983. Vol. 306. P. 431–436.
29. Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N. Helium isotopes in nature. Amsterdam: Elsevier, 1984. 273 p.
30. McCulloch M.T., Chapell B.M. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. P. 51–64.
31. McCulloch M.T., Wasserburg J.H. G.L. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation // *Science*. 1978. Vol. 200. P. 1003–1011.
32. O'Nions R.K. Relationships between chemical and convective layering in the earth // *J. Geol. Soc. London*. 1987. Vol. 144. P. 259–274.
33. Ozima M., Zashu S., Niton O. $^3\text{He} / ^4\text{He}$ ratio, noble gas abundance, and K-Ar dating of diamonds – an attempt to search for the records of early terrestrial history // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1983. Vol. 47. P. 2217–2224.
34. Patterson C. Characteristics of lead isotope evolution on a continental scale in the earth // *Isotopic and cosmic chemistry*. Amsterdam: North-Holland, 1964. P. 214–268.
35. Reymer A., Schubert G. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth // *Tectonics*. 1984. Vol. 3. P. 63–70.
36. Taylor S.R., McLennan S.M. The composition and evolution of the continental crust: rare earth evidence from sedimentary rocks // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A*. 1981. Vol. 301. P. 381–399.
37. Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
38. Wasserburg G.J., MacDonald J.F., Hoyle F., Fowler W.A. Relative contributions of U, Th and K to heat production in the earth // *Science*. 1964. Vol. 143. P. 465–467.
39. Weaver B.L., Tarney J. Continental crust composition and nature of the lower crust: constraints from mantle Nd-Sr isotope correlation // *Nature*. 1980. Vol. 286. P. 342–346.
40. White W.M., Hofman A.W., Puchelt H. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt // *J. Geophys. Res. B*. 1987. Vol. 92. P. 4881–4894.

ПРИРОДА ИЗОТОПНОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ
ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ ЗЕМЛИ.
ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ
ПРИ ДИССИПАЦИИ ПЕРВИЧНОЙ
ВОДОРОДНО-ГЕЛИЕВОЙ АТМОСФЕРЫ

ВВЕДЕНИЕ

Фракционирование изотопов инертных газов дает нам очень важный ключ к пониманию происхождения планет и их атмосфер, поскольку лишь немногие процессы могут обусловить сильное изотопное фракционирование инертных газов. Изотопный состав земного ксенона и неона сильно отличается от изотопного состава этих газов в метеоритах, в то время как для изотопов аргона или криптона такое отличие практически не наблюдается, за исключением радиогенного аргона-40.

КСЕНОН

Ксенон, содержащийся в земной атмосфере, сильно отличается по изотопному составу от ксенона метеоритного и солнечного типа (SUCOR): в атмосфере Земли наблюдается повышенное содержание тяжелых изотопов ксенона и пониженное содержание более легких изотопов [25, 15]. На рис. 1 показан изотопный состав различных типов ксенона. Данные об изотопном составе ксенона, содержащиеся в этой работе, нормализованы по отношению к U-Xe, который Такаока [31], Пепин и Финней [24] считают первичным компонентом. Можно полагать, что U-Xe характеризует изотопный состав ксенона первичной солнечной туманности. Для решения проблемы фракционирования изотопов земного ксенона [22] нужно объяснить следующие важные положения.

1. Фракционирование изотопов очень значительное: $\sim 3,5\%/a.e.m.$ Избыточный ксенон-129 образуется в результате распада иода-129.

2. Ксенон, захваченный метеоритами, обычно является изотопно нефракционированным. Обогащение метеоритного ксенона тяжелыми изотопами по сравнению с U-Xe объясняется присутствием ксенона, образующегося в r -процессе.

3. В земных образцах не обнаружено фракционирования изотопов криптона и аргона. Хотя земной криптон и обладает признаками изотопного фракционирования, этот тренд противоположен по направлению тренду фракционирования изотопов ксенона (обогащение легкими изотопами), а степень фракционирования изотопов криптона гораздо меньше, чем степень фракционирования изотопов ксенона; это можно было бы объяснить различными составами продуктов ядерных реакций.

Изотопный состав земного ксенона, особенно обеднение его более легкими изотопами, вряд ли обусловлен какими-либо сочетаниями продуктов

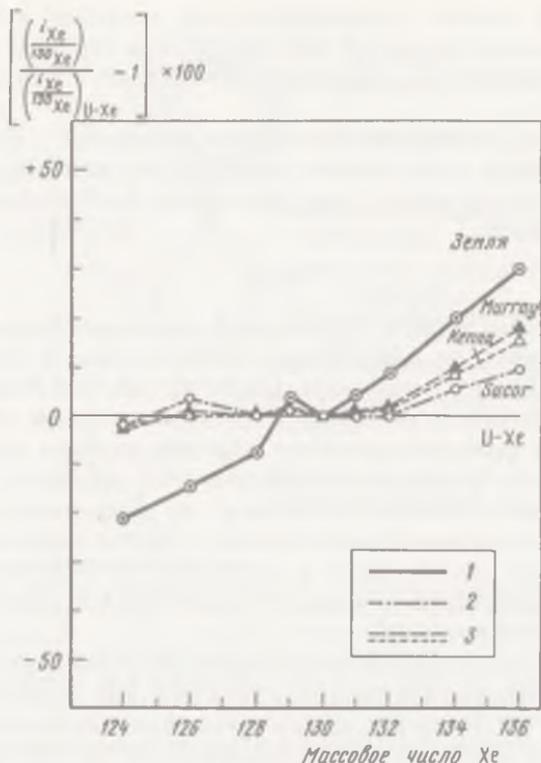


Рис. 1. Изотопный состав ксенона (данные нормализованы по отношению к U-Xe)
 1 — в современной атмосфере Земли; 2 — типа SUCOR (солнечный тип); 3 — в углистых хондритах Mittau и Кеппа

аномальных ядерных реакций. Адсорбция на частицах межзвездного вещества не может вызвать сильное фракционирование изотопов [22], однако она может объяснить характер элементарного фракционирования инертных газов [7]. Имплантация ионов низкой энергии (от 50 до нескольких сот электронвольт), образующихся в результате электрического разряда, может вызвать фракционирование изотопов ксенона около 1%/а.е.м. однако при этом происходит такое же фракционирование и изотопов криптона [2, 3, 8]. Следовательно, отсутствие фракционирования изотопов криптона и аргона (положение 3) не удается объяснить.

Озима и Наказава [21] предположили, что происходило перемешивание гравитационно-фракционированных газов, находящихся в порах планетезималей, и газов, изначально содержащихся в твердых фазах. Изотопный состав последних должен быть идентичен изотопному составу газов в метеоритах. Эти авторы не только объясняют высокую степень фракционирования изотопов ксенона гравитационным механизмом, но также дают следующее объяснение упомянутого выше третьего положения: массы фракционированных криптона и аргона должны быть значительно меньше этих газов в современной атмосфере; современные нерадиогенные криптон и аргон, вероятно, происходят из первичных газов, содержащихся в твердых фазах. Однако размер планетезималей, необходимый для дости-

жения высокой степени фракционирования изотопов ксенона ($> 3,5\%$ на I а.е.м.), довольно велик (≥ 600 км), и газы пор вряд ли находятся в гравитационно-диффузном равновесии внутри такого большого небесного тела.

Таким образом, объяснение упомянутых положений — непростая задача. Первой целью этого исследования является создание модели, способной объяснить три перечисленных выше положения проблемы фракционирования изотопов ксенона.

НЕОН

Изотопный состав неона в современной атмосфере Земли ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9,8$) отличается от изотопного состава неона в солнечном ветре ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13,6$) или метеоритах (планетарный неон Ne-A: $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8,2$) [22]. Особенности изотопного состава неона Земли обычно объясняются изотопным фракционированием или смешиванием неона солнечного типа и Ne-A, хотя в деталях механизмы этих процессов неизвестны. В случае неона нужно ответить почти на те же самые вопросы, что и для ксенона: чем обусловлена большая степень фракционирования изотопов, почему изотопный состав неона в метеоритах отличается от изотопного состава неона в атмосфере Земли и почему отсутствует изотопное фракционирование криптона и аргона?

Что касается изотопного состава первичного неона, т.е. неона первоначальной солнечной туманности, то существует две возможности. Первая состоит в том, что солнечная туманность содержала Ne-A. В этом случае изотопный состав солнечного неона изменился за $4,6 \cdot 10^9$ лет либо изотопный состав неона в солнечном ветре изменился на пути от Солнца в Земле, поскольку изотопный состав неона в солнечном излучении высоких энергий, по данным наблюдений с искусственных спутников Земли, почти совпадает с изотопным составом Ne-A [5, 17]. Другая возможность заключается в том, что неон в солнечной туманности был близок по изотопному составу к солнечному неону; Ne-A образуется в результате какого-то микроскопического процесса [13] или в результате смешения с Ne-E (который состоит только из неона-22). Цель настоящего исследования в приложении к изотопам неона заключается в том, чтобы вывести изотопный состав неона современной атмосферы Земли из одного из первичных компонентов — солнечного неона, или Ne-A, который бы представлял неон солнечной туманности.

МОДЕЛЬ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ИЗОТОПОВ В ПРОЦЕССЕ ДИССИПАЦИИ АТМОСФЕРЫ

На рис. 2 показана схема нашей модели. Согласно газовой-аккреционной теории образования планет (модель Киото), планеты земного типа, а также планеты-гиганты формировались в газе солнечной туманности [12]. Растущая Земля удерживала своим гравитационным полем плотную первичную атмосферу, имевшую тот же состав, что и солнечный газ. Первичная атмосфера предотвращала быструю потерю аккреционной энергии и способствовала нагреву поверхности планеты до температур, превышающих температуры плавления твердых компонентов, и тем самым создавала условия

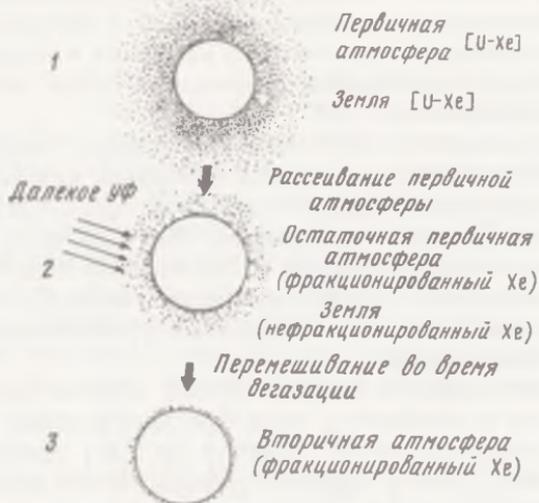


Рис. 2. Схема рассматриваемой модели

1 – растущая Земля окружена первичной водородно-гелиевой атмосферой, состав которой соответствует составу Солнца, и ксенон, который не подвергся изотопному фракционированию ($U = Xe$): вначале внутренние части содержали инертные газы планетарного типа с нефракционированным ксеноном ($U = Xe$); 2 – первичная атмосфера рассеивается под действием сильного далекого УФ-излучения прото-Солнца на стадии T-Тельца. Молекулы инертных газов захватываются водородом и происходит их изотопное фракционирование; 3 – в результате дальнейшей дегазации и смешения формируется современный изотопный состав ксенона

для ранней химической дифференциации планет [11, 19, 26]. На стадии T-Тельца прото-Солнца сильное ультрафиолетовое излучение должно было оторвать первичную атмосферу прото-Земли в результате сильного разогрева молекул водорода. Секия и др. [28, 30] произвели соответствующие расчеты и показали, что если далекое ультрафиолетовое излучение Солнца было в $10^2 - 10^3$ интенсивнее, чем в настоящее время, то на стадии T-Тельца ($\sim 10^7$ лет) Земля могла почти полностью лишиться первичной атмосферы.

В процессе диссипации атмосферы сильно разогретые молекулы водорода при столкновении с молекулами других газов могли увлекать их за собой; таким образом другие газы также могли приобрести высокую скорость истечения. Так как эффект увлечения молекулами водорода молекул других газов зависит от массы последних, более легкие молекулы или изотопы могут удаляться быстрее, а тяжелые – медленнее. Таким образом, вследствие этого гидродинамического процесса происходило изменение и элементного, и изотопного состава инертных газов в остаточной атмосфере. Мы полагаем, что после удаления основной массы газов первичной атмосферы в остаточной атмосфере остается еще значительное количество ксенона с измененным в результате фракционирования изотопным составом. Однако содержание более легких компонентов, криптона и аргона, в остающемся газе становится гораздо меньше их содержания в современной атмосфере и при этом происходит их изотопное фракционирование. Мы считаем, что состав инертных газов в современной атмосфере-

ре сложился в результате смешения подвергшихся изотопному фракционированию остаточных газов первичной атмосферы с изотопно-нефракционированным газом, который первоначально находился в недрах Земли и для которого характерен "планетарный" элементный состав. Эта модель сходна с моделью Озимы и Наказавы [21].

Ксенон, содержащийся в современной атмосфере, видимо, состоит из обоих компонентов и имеет фракционированный изотопный состав, но более легкие газы, криптон и аргон. Состав атмосферы представлен только тем компонентом, который первоначально был захвачен в недрах Земли, поэтому их современный изотопный состав не несет следов фракционирования. Что касается неона, то в современной атмосфере, как и в случае ксенона, может присутствовать подвергшийся фракционированию остаточный газ первичной атмосферы.

Некоторые исследователи [6, 14, 29, 32] количественно определили эффект увлечения и связанное с этим фракционирование при процессах удаления атмосфер протопланет. Секия и др. [29] исследовали потерю различных инертных газов и пришли к выводу, что все инертные газы первичной водородно-гелиевой атмосферы могли полностью улетучиться из окрестностей Земли вместе с удаляющимся водородом. Донахью [6] пытался объяснить присутствие легких инертных газов в атмосферах Марса, Земли и Венеры процессами дегазации планетезималей. Однако небольшие планетезимали вряд ли могли удерживать значительное количество газа, так что содержание ксенона в современной атмосфере не может быть объяснено таким способом. Хантен и др. [14] исследовали элементный состав атмосферы Марса и характер фракционирования земного ксенона в иных условиях, а именно в случае образования водорода за счет разложения воды. Но они не дали объяснения положениям 2 и 3, упомянутым выше при обсуждении проблемы ксенона.

ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ

В настоящей работе мы рассмотрим изменение изотопного состава и содержания инертных газов в процессе диссипации первичной атмосферы. В связи с этим — исследуем эффект захвата газовых молекул молекулами водорода и выразим скорость удаления молекул каждого вида через скорость улетучивания водорода, которая определяется интенсивностью солнечного ультрафиолетового излучения. При этом мы исходим из следующего предположения: противодействие второстепенных компонентов улетучиванию водорода незначительно, так как количество молекул других видов очень мало по сравнению с количеством молекул водорода. Скорость улетучивания водорода близка к скорости звука; это изотермический процесс, и диффузией, связанной с наличием градиента концентрации, можно пренебречь, что объясняется следующим образом.

Основное уравнение диффузии и главное упрощение. Согласно кинетической теории газов [4], скорость диффузии молекул вида j в многокомпонентном газе может быть выражена следующим уравнением:

$$\sum_i \frac{x_i x_j (V_i - V_j)}{D_{i-j}} = x_j \left(1 - \frac{m_j}{m}\right) \Delta \ln P + \Delta x_j +$$

$$+ k_{T_j} \Delta \ln T - \frac{\rho_j}{P \rho} (\rho F_j - \sum_i \rho_i F_i), \quad (1)$$

где i, j – виды молекул; P – суммарное давление газа; ρ_j – плотность молекул вида j ; ρ – плотность всего газа; T – температура; m_j – масса молекулы вида j ; m – средняя молекулярная масса; V_j – средние скорости движения молекул; x_j – мольная доля, F_i – внешняя сила, действующая на единичную массу; x_j – мольная доля (выражается через относительную плотность или парциальное давление как $x_j = n_j/n = P_j/P$). D_{i-j} – коэффициент взаимной диффузии между молекулами видов i и j ; K_{T_j} – коэффициент термической диффузии молекул вида j . Так как сила гравитации – это единственная внешняя сила в данном случае, последний член в уравнении (1) можно опустить, и, так как атмосфера сферически симметрична, считать, что $\Delta = d/dr$, где r – радиус от центра планеты. Тогда

$$\sum_i \frac{x_i x_j (V_i - V_j)}{D_{i-j}} = x_j \left(1 - \frac{m_j}{m}\right) \frac{d}{dr} \ln P + \frac{d}{dr} x_j + k_{T_j} \frac{d}{dr} \ln T, \quad (2)$$

где первый, второй и третий члены в правой части уравнения выражают соответственно взаимную диффузию вдоль градиента давления, которая зависит от массы, диффузию вдоль градиента концентрации и диффузию в направлении температурного градиента.

Можно дать аппроксимированный вариант этого уравнения на основе следующих предположений. Во-первых, так как мы оцениваем диффузию газа в нижней части истекающей сферы, где скорость истечения субзвуковая, то имеем

$$\frac{d \ln P}{dr} = - \frac{GM_s \rho}{r^2 P}, \quad (3)$$

где G – гравитационная постоянная, M_s – масса планеты. Во-вторых, мы можем пренебречь последним членом в правой части уравнения (2): если j – второстепенный член, то $k_{T_j} \sim 0$ (x_j)⁴, а так как изменение температуры существенно больше изменения давления ($|d \ln T/dr| < |d \ln P/dr|$), то последний член в правой части уравнения (2) заметно меньше первого. Кроме того, мы можем пренебречь членом, включающим градиент концентрации dx/dr в уравнении (2): для нижней части истекающей сферы этот член гораздо меньше, чем первый член в правой части уравнения (2), за исключением тех молекул, масса которых очень близка к переходной массе (определение понятия будет дано ниже) [27]. Это предполагает химическую однородность системы по вертикали. С учетом упрощений уравнение (2) можно записать в следующем виде:

$$\sum_i \frac{x_i x_j (V_i - V_j)}{D_{i-j}} = x_j \left(\frac{m_j}{m} - 1\right) \frac{GM_s \rho}{r^2 P}. \quad (4)$$

Двух- или трехкомпонентная аппроксимация. Главные компоненты первичной атмосферы – H_2 и He ($x_{He}/x_{H_2} = 0,16$ по данным Андерса и Эбихары [1] для Солнечной системы); молекулы других газов присутствуют в гораздо меньшем количестве. При количественной оценке диффузии

⁴Не мы можем пренебречь всеми другими газами, кроме Н₂ и Не. При аппроксимации системы двумя компонентами уравнение (4) может быть записано в следующем виде:

$$V_{\text{H}_2} - V_j = \frac{1}{x_{\text{H}_2}} \left(\frac{m_j}{m} - 1 \right) D_{\text{H}_2-j} \frac{GM_s \rho}{r^2 P}, \quad (5)$$

где $j = {}^4\text{He}$ для данного случая. Если газ состоит только из Н₂ и j , то выражение $x_{\text{H}_2}^{-1} (m_j/m - 1)$ можно заменить на $(m_j - m_{\text{H}_2})/m$ и приведенное выше уравнение приобретает такой же вид, как уравнение (12) в работе Хантена и др. [14].

При оценке диффузии других второстепенных компонентов мы должны учитывать их увлечение и гелием, и водородом. В случае трехкомпонентной диффузии разность скоростей диффузии молекул Н₂ и j определяется из уравнения (4):

$$V_{\text{H}_2} - V_j = \frac{1}{x_{\text{H}_2}/D_{\text{H}_2-j} + x_{\text{He}}/D_{\text{He}-j}} \left\{ \left(\frac{m_j}{m} - 1 \right) \frac{GM_s \rho}{r^2 P} + \frac{x_{\text{He}}}{D_{\text{He}-j}} (V_{\text{H}_2} - V_{\text{He}}) \right\}, \quad (6)$$

где He обозначает ⁴He.

Коэффициент диффузии. В уравнениях (5) и (6) коэффициент диффузии D_{i-j} переписывается в форме

$$D_{i-j}(P, T) = \frac{f_{i-j}(T)}{P} = \frac{f_{i-j}(T)}{n k_B T}, \quad (7)$$

где n — плотность всего газа, k_B — постоянная Больцмана. В уравнении (7) $f_{i-j}(T)$ является функцией только температуры и определяется на основе экспериментальных данных [16]. Изменения f_{i-j} в связи с различием изотопов или разным количественным соотношением молекул видов i и j малы, и во многих случаях ими можно пренебречь; кроме того, вариации f_{i-j} для молекул разного вида имеют один и тот же порядок величины. Следовательно, эффект увлечения молекул одного газа молекулами другого зависит в основном от молекулярной массы: более тяжелые элементы или изотопы с большой m имеют большую разность скоростей вследствие более слабого эффекта увлечения, а в случае более легких элементов и изотопов наблюдается противоположная картина.

Скорость удаления молекул разных газов. Теперь, используя уравнения (5) и (6), вычислим изменение количеств других инертных газов, чтобы установить изменение концентраций элементов и их изотопных отношений. Определим эффективный радиус (r_0) как расстояние до нижней границы зоны истечения газа или до границы плотной атмосферы. Предположим, что в атмосфере происходит конвективное перемешивание газов и что ее химический состав в нижней части, где $r < r_0$, всегда однороден; тогда слой, обозначаемый r_0 , называется также гомопаузой. Это предположение разделяет и Сасаки [26], который считает, что атмосфера в ее плотной части должна иметь конвективные потоки вследствие поступления дополнительного количества Н₂О. Мы можем определить массу молекул вида j в атмосфере M_j по массе их в гомопаузе, где $r < r_0$.

Скорость потери массы молекул вида j Q_j на расстоянии r_0 равна

$$Q_j = -dM_j/dt = 4\pi r_0^2 \rho_j(r_0) V_j(r_0) = 4\pi r_0^2 n_j(r) m_j V_j(r_0), \quad (8)$$

где t — время. Уравнения (5) и (6) можно переписать в следующем виде: для $j = {}^4\text{He}$ имеем

$$Q_j = \frac{m_j x_j}{m_{\text{H}_2} x_{\text{H}_2}} \left(Q_{\text{H}_2} - f_{\text{H}_2} - j \frac{4\pi G M_s m_{\text{H}_2} (m_j - m)}{(k_B T)^2} \right), \quad (9)$$

а для других молекул

$$Q_j = \frac{m_j x_j}{m_{\text{H}_2} x_{\text{H}_2}} \left\{ Q_{\text{H}_2} - \frac{x_{\text{H}_2}}{x_{\text{H}_2}/f_{\text{H}_2-j} + x_{\text{He}}/f_{\text{He}-j}} \frac{4\pi G M_s m_{\text{H}_2}}{(k_B T)^2} \left[m_j - m + \frac{x_{\text{He}} f_{\text{H}_2-\text{He}}}{x_{\text{H}_2} f_{\text{He}-j}} (m_{\text{He}} - m) \right] \right\}. \quad (10)$$

Видно, что зависимость от r , очевидно, устраняется, и нам не нужно знать значение r_0 от определения Q_j .

Изотопные отношения. Мы можем вычислить изменение массы молекул вида j , интегрируя уравнение (8) или (9):

$$M_j(t) = M_j(0) - \int_0^t Q_j(t) dt, \quad (11)$$

где начальная масса $M_j(0)$ оценивается по принятому значению начальной массы атмосферы и по составу Солнца. Так как $x_j(t) = (M_j(t)/m_j) / \sum (M_k(t)/m_k)$, то отношение количества изотопа j к количеству изотопа k выражается так

$$\frac{x_j(t)}{x_k(t)} = \frac{m_k M_j(t)}{m_j M_k(t)}. \quad (12)$$

Изотопное отношение, приведенное к его первоначальному (солнечно-му) значению, имеет вид

$$\frac{x_j(t)/x_k(t)}{x_j(0)/x_k(0)} = \frac{M_j(t)M_k(0)}{M_k(t)M_j(0)}. \quad (13)$$

Отсюда мы можем определить изменение изотопного состава.

Лимитирующий поток и переходная масса. Минимальный поток водорода (Q_l), при котором может происходить истечение молекул данного вида, называется лимитирующим потоком водорода [28]. $Q_{\text{H}_2} = Q_l$ можно определить, подставив $Q_j = 0$ в уравнения (8) и (9). В двухкомпонентной системе мы имеем

$$Q_l = f_{\text{H}_2-j} \frac{4\pi G M_s m_{\text{H}_2} (m_j - m)}{(k_B T)^2}. \quad (14)$$

В случае трехкомпонентной системы

$$Q_l = \frac{x_{\text{H}_2}}{x_{\text{H}_2}/f_{\text{H}_2-j} + x_{\text{He}}/f_{\text{He}-j}} \frac{4\pi G M_s m_{\text{H}_2}}{(k_B T)^2} \left[m_j - m + \frac{x_{\text{He}} f_{\text{H}_2-\text{He}}}{x_{\text{H}_2} f_{\text{He}-j}} (m_{\text{He}} - m) \right]. \quad (15)$$

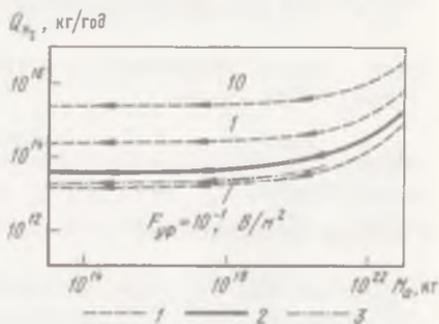
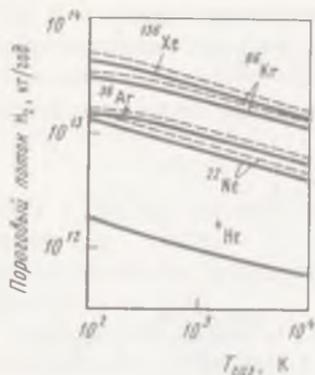


Рис. 3. Пороговый поток улетучивающегося водорода (Q_l), необходимый для удаления самых тяжелых изотопов каждого инертного газа, когда $M_S = IM_E$

Сплошные кривые отвечают тем случаям, когда учитывается увеличение молекул инертных газов гелием-4. Прерывистые линии показывают пороговые потоки в случае двухкомпонентной системы (H_2 и соответствующие виды молекул, что показано на рис. 1 в работе [28])

Рис. 4. Скорость удаления водорода (Q_{H_2}) во время рассеивания первичной атмосферы под действием далекого УФ-излучения [30]

M_a — общая масса остаточной атмосферы; 1 — расчетные значения $Q_{H_2}(M_a)$ для интенсивности далекого УФ-излучения, равной 10^{-1} , 1 и $10B/m^2$ в случае, когда $M_S = IM_E$; 2 — Q_{H_2} , соответствующая предполагаемой нами интенсивности далекого УФ-излучения $0,22 B/m^2$; 3 — изменение Q_{H_2} для случая $M_a(0) = 10^{-4} M_E$ и $M_S = 0,6 M_E$

Используя лимитирующий поток $Q_l(j)$, мы можем выразить уравнения (8) и (9) через изменение относительной плотности

$$\frac{Q_j}{m_j x_j} = \frac{Q_{H_2} - Q_l(j)}{m_{H_2} x_{H_2}} \quad (16)$$

На рис. 3 показана зависимость лимитирующих потоков H_2 для разных инертных газов от температуры. Когда исходящий поток водорода Q_{H_2} значительно превышает лимитирующий поток для молекул данного вида ($Q_{H_2} \gg Q_l$), то эти молекулы удаляются вместе с водородом (относительное количество молекул разных видов не меняется) и не остаются в атмосфере Земли. Когда поток водорода приближается к лимитирующему потоку ($Q_{H_2} \approx Q_l$), скорость удаления увлекаемых молекул становится маленькой и относительное количество H_2 увеличивается. Так как Q_{H_2} в значительной мере зависит от m_j ($Q \propto m_j$ при $m_j > m, m_{He}$), отношение $Q_j/m_j x_j$ различно для разных значений m_j ; происходит сильное фракционирование изотопов инертных газов. Когда $Q_{H_2} < Q_l(j)$, скорость удаления молекул данного вида становится, наконец, равной 0. Из чего следует, что влияние температуры на процесс не очень велико. Это происходит потому, что, хотя значение f_{i-j} сильно увеличивается при повышении температуры, получаемый лимитирующий поток при этом уменьшается слабо, так как этот поток пропорционален f_{i-j}/T^2 .

Принимая в уравнении (9) или (10) $Q_j = 0$, мы можем определить

переходную массу (m_c), показывающую наибольшее массовое число, которое могут иметь удаляющиеся молекулы [14]. Из уравнения (9) имеем

$$m_c = m + \frac{Q_{H_2}}{4\pi GM_s m_{H_2}} \frac{(k_B T)^2}{f_{H_2 - j}}, \quad (17)$$

а из уравнения (10)

$$m_c = m - \frac{x_{He} f_{H_2 - He}}{x_{H_2} f_{He - j}} (m_{He} - m) + \frac{Q_{H_2} (k_B T)^2}{4\pi GM_s m_{H_2}} \frac{x_{H_2} / f_{H_2 - j} + x_{He} / f_{He - j}}{x_{H_2}}.$$

До тех пор пока $m_j < m_c$, молекулы газа могут удаляться, и из уравнения (5) мы находим, что скорость удаления молекул приблизительно пропорциональна $(m_c - m_j)$. Однако, когда $m_j > m_c$, молекулы вида j не могут удаляться с исходящим потоком водорода, и V_j становится равным 0.

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИНЕРТНЫХ ГАЗОВ ВО ВРЕМЯ УДАЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Первоначальный состав газа и принятые параметры. Состав первичной атмосферы до начала ее удаления определяется составом вещества Солнечной системы [1]. Элементный и изотопный составы инертных газов характеризуются значениями, соответствующими солнечному типу. Ксенон первичной атмосферы и ксенон, находящийся в недрах Земли (первично захваченный), имеют состав U-Xe. Что касается неона, то мы полагаем, что первичная атмосфера содержала солнечный неон ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13,6$).

Масса прото-Земли $M_s = IM_E = \text{const}$ (т.е. предполагается, что исчезновение атмосфер происходило после аккреции), а начальная масса первичной атмосферы $1,0 \cdot 10^{23}$ кг ($0,017 M_E$). Температура газа предполагается равной 100 К [29] (у нижней границы слоя, поглощающего ультрафиолетовые лучи). Секия и др. [30] рассчитали зависимость между интенсивностью далекого УФ-излучения и скоростью потери массы водорода (Q_{H_2}) (рис. 4). При уменьшении массы атмосферы Q_{H_2} уменьшается и приближается к постоянной величине с уменьшением сечения захвата УФ-излучения, приближающегося к πr_s^2 . Мы полагаем, что интенсивность далекого УФ-излучения была постоянной и равной $0,22 \text{ В/м}^2$, что в 10 раз больше современной величины.

Фракционирование изотопов ксенона. На рис. 5 показано изменение изотопного состава ксенона в остающейся атмосфере. Вводится коэффициент уменьшения массы атмосферы f_a , представляющий собой отношение остаточной массы атмосферы к первоначальной массе. Сначала ($f_a > 10^{-2}$) скорость удаления водорода настолько велика ($Q_{H_2} \gg Q_1$ и $m_c \gg m$ для всех изотопов инертных газов), что не должно происходить сильное фракционирование изотопов; затем Q_{H_2} уменьшается и приближается к Q_1 для изотопов ксенона; в этих условиях начинает преобладать масс-зависимое фракционирование изотопов. Наконец ($f_a < 10^{-8}$), как в случае более тяжелых изотопов ксенона, фракционирование изотопов

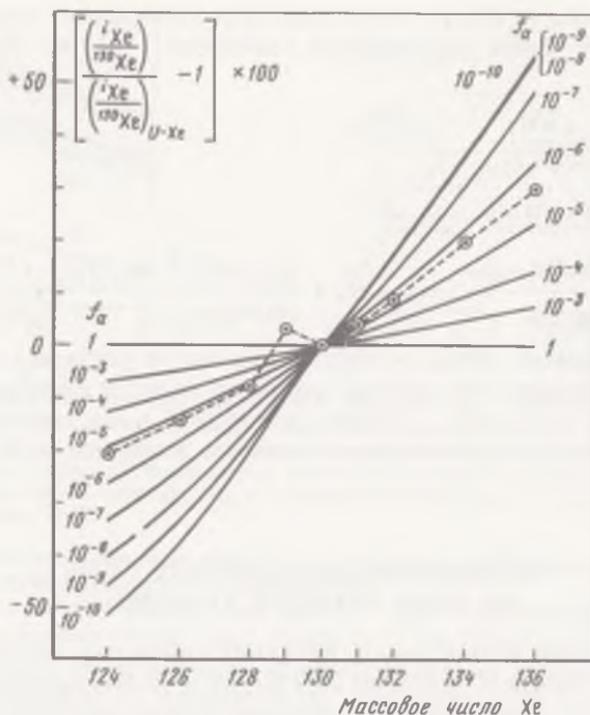


Рис. 5. Фракционирование изотопов ксенона в остаточной атмосфере (данные нормализованы по отношению к U-Xe)

Цифры у каждой кривой показывают значения коэффициента уменьшения массы первичной атмосферы (f_α); пунктирная линия — изотопный состав ксенона в современной атмосфере (которая может включать радиогенный компонент)

и удаление молекул инертных газов прекращается, потому что $Q_{N_2} < Q_1$ (или $m_j > m_c$). Возникающее при этом фракционирование изотопов достаточно велико, чтобы им можно было объяснить наблюдающийся изотопный состав земного ксенона. Таким образом, предложенный механизм объясняет первое положение, а именно высокую степень фракционирования изотопов ксенона.

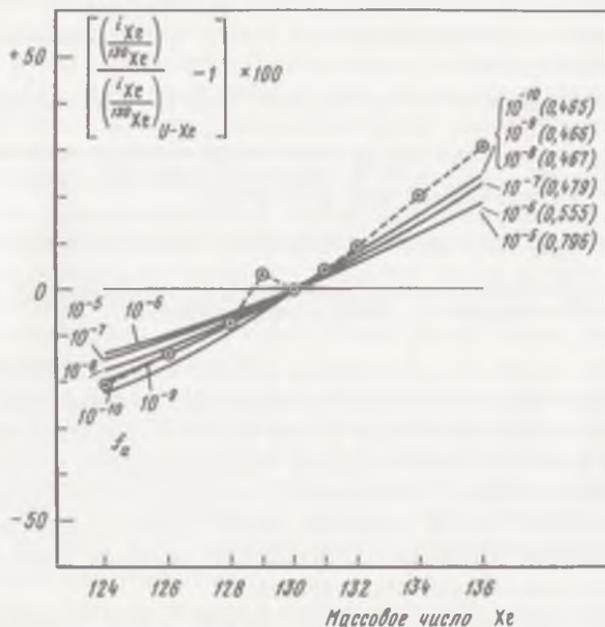
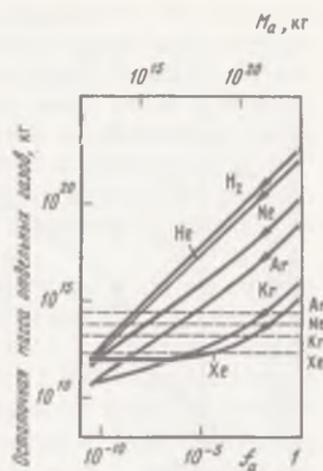
Затем мы покажем, что количество остающегося фракционированного ксенона достаточно велико, чтобы объяснить изотопный состав ксенона в современной атмосфере. На рис. 6 показано изменение количества каждого инертного газа во время удаления атмосферы. Первоначально происходит удаление всех инертных газов, и количества их уменьшаются монотонно. Позднее, когда Q_{N_2} приближается к Q_1 для изотопов ксенона, удаление ксенона замедляется; в конечном счете в остаточной атмосфере сохраняется значительное количество ксенона, сравнимое с количеством ксенона, находящимся в атмосфере Земли в настоящее время. Теперь рассмотрим процесс перемешивания ксенона, подвергнувшегося гидродинамическому фракционированию, и нефракционированного ксенона, находившегося в недрах Земли. Изотопный состав ксенона смешанного происхождения показан на рис. 7, где масса его после процесса смешения принимает-

Рис. 6. Изменение массы газов (H_2 и инертные газы), содержащихся в остаточной атмосфере

M_a — общая абсолютная масса атмосферы (M_a), f_a — коэффициент уменьшения массы атмосферы, представляющий собой отношение M_a к первоначальной массе атмосферы $M_a(0)$. Масса планеты $M_S = 1M_E$, $M_a(0) = 0,017 M_E$ ($1,0 \cdot 10^{23}$ кг). Горизонтальные прерывистые линии показывают массы инертных газов (кроме радиогенных компонентов) в современной атмосфере Земли

Рис. 7. Изотопный состав ксенона после перемешивания фракционирования ксенона остаточной атмосферы и первоначально захваченного нефракционированного ксенона

$M_S = 1M_E$, $M_a(0) = 0,017 M_E$. Число у каждой кривой — значение коэффициента уменьшения массы атмосферы (f_a), число в скобках — доля гидродинамически фракционированного ксенона в смеси



ся равной массе ксенона в современной атмосфере Земли. Когда коэффициент уменьшения массы атмосферы равен 10^9 или 10^{10} , ксенон смешанного происхождения имеет изотопные характеристики, довольно близкие к изотопному составу современного ксенона Земли. Это подтверждает правильность данного нами объяснения первого положения.

Как обстоит дело с другими положениями, касающимися проблемы ксенона? На рис. 6 показано, что потеря легких инертных газов при уменьшении массы атмосферы продолжается после прекращения удаления ксенона и их содержание в остаточной атмосфере становится гораздо меньше их содержания в современной атмосфере Земли (прерывистые горизон-

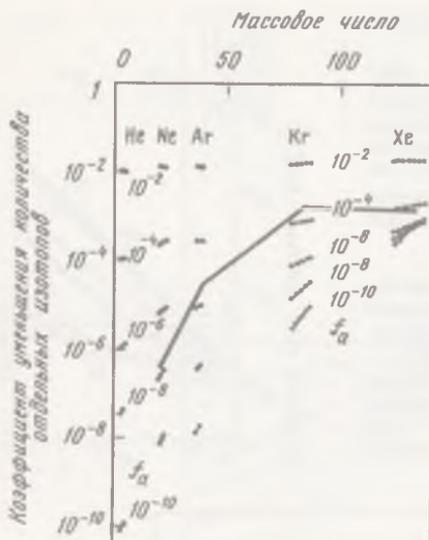
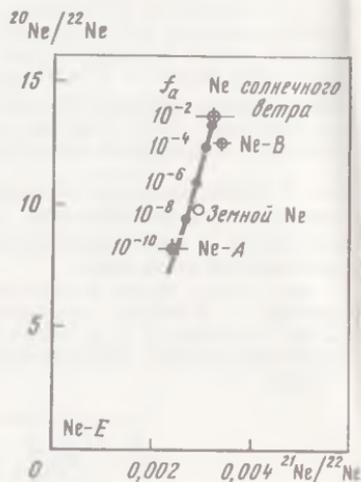


Рис. 8. Изменение изотопного состава инертных газов во время диссипации первичной атмосферы

Вычисления производились для значений коэффициента уменьшения массы атмосферы (f_a) 10^{-2} , 10^{-4} , 10^{-8} и 10^{-10} ; штриховая линия показывает элементный состав инертных газов современной атмосферы Земли

Рис. 9. Гидродинамическое фракционирование изотопов неона в координатах $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ и $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$

По изотопному составу первичный неон отнесен к солнечному типу (т.е. изотопный состав соответствует изотопному составу солнечного ветра)



гальные линии на рис. 6). Остаточные легкие инертные газы в первичной атмосфере будут сильно изотопно-фракционированными (рис. 8), но они не могли влиять на изотопный состав газов в современной атмосфере. Современные криптон и аргон должны были возникнуть в основном за счет изначально захваченных компонентов, которые не испытали изотопного фракционирования. Таким образом, наша модель позволяет объяснить и третье положение проблемы: отсутствие изотопного фракционирования у современных земных криптона и аргона.

С помощью предлагаемой модели можно также объяснить и второе положение: отсутствие изотопного фракционирования у метеоритного ксенона. Масса атмосферы, удерживаемой протопланетной, зависит в основном от массы последней ($M_a \propto M_3^{\alpha} \sim^*$) [26]. Если радиус планеты меньше 1000 км, она еще не имеет атмосферы. Материнские тела метеоритов вряд ли притягивали газ протопланетного облака в виде атмосферы, так как масса их была невелика. В этом случае описанный выше процесс фракционирования не мог происходить и метеоритный ксенон должен сохранять изотопный состав первоначально захваченного газа.

Таким образом, модель смешения гидродинамически фракционированного и изначально захваченного газа может объяснить все положения проблемы ксенона.

Фракционирование изотопов неона. Изотопный состав земного неона

($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 9,8$) может быть также объяснен процессами масс-фракционирования во время гидродинамического рассеивания первичной атмосферы. Когда коэффициент уменьшения массы атмосферы достигает величины 10^{-8} вследствие удаления газов атмосферы, масса неона составляет более 10% массы водорода и скорость удаления водорода может уменьшиться в результате противодействия эффекту захвата. Если при $f_a = 10^{-8}$ удаление атмосферы прекратится, масса остающегося неона будет достаточно большой и этот неон явится существенным компонентом неона современной атмосферы, как это показано на рис. 6, 8.

На этой же стадии количества остающихся криптона и аргона гораздо меньше их современного содержания в атмосфере Земли. Если неон первичной атмосферы представлен Ne-A ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 8,2$), то отношение изотопов в остаточном неоне при $f_a = 10^{-8}$ будет ниже 6 и наблюдаемое в современной атмосфере отношение изотопов неона вряд ли будет достигнуто. Если первичный неон является неоном солнечного типа ($^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 13,6$), то отношение $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в остаточном неоне при $f_a = 10^{-8}$ становится равным 9,4, т.е. несколько меньше, чем в современной атмосфере Земли (9,8) (рис. 9). Расстояние между кривой фракционирования и значением изотопного состава неона в атмосфере Земли на рис. 9 можно объяснить ошибкой определения ^{21}Ne в неоне солнечного типа. Мы можем принять Ne-B за первичный неон, чтобы кривая фракционирования проходила ближе к значению изотопного состава земного неона, но тогда значение отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ должно быть меньше. Как бы то ни было, небольшое отклонение от кривой фракционирования может быть объяснено существованием дополнительного компонента с высоким значением отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$: должен существовать растворенный компонент неона, отражающий величину этого отношения в первичной атмосфере ($\sim 13,6$) [18]. Недавно полученные данные показывают, что в недрах современной Земли должен присутствовать неон солнечного типа [23].

Таким образом, используя модель гидродинамического фракционирования изотопов во время диссипации первичной атмосферы, можно вывести изотопный состав неона современной атмосферы Земли из изотопного состава так называемого солнечного неона. Согласно этой модели, неон в протосолнечном облаке по изотопному составу должен отвечать неону солнечного типа, а не Ne-A, хотя различие между солнечным неоном и Ne-A до сих пор не нашло еще объяснения.

Причины того, почему тяжелый ксенон и легкий неон фракционированного газа могли быть источником инертных газов в современной атмосфере Земли, а промежуточные криптон и аргон — не могли, объясняются на рис. 8. Кривая элементного состава инертных газов в остаточной атмосфере должна иметь выпуклую форму, в то время как соответствующая кривая для современной Земли, показанная прерывистой линией, имеет скорее вогнутую форму. Если содержание неона и ксенона в остаточном газе аналогично таковому в современной атмосфере, то количество аргона и криптона, хотя и подвергшихся изотопному фракционированию, в остаточном газе ниже, чем в современной атмосфере.

Первоначальный состав ксенона. Мы предположили, что изначально захваченный газ, равно как и первичная атмосфера до начала ее рассеивания, имели состав U-Xe. Различие между U-Xe и другими кандидатами в первичный ксенон (например, AVCC-Xe или SUCOR-Xe) невелико и заключается в основном в разном содержании тяжелых изотопов. Более того, если бы приняли другой изотопный состав для захваченного ксенона или ксенона в первичной атмосфере до начала ее рассеивания, изображенные на рис. 7 кривые изотопного состава ксенона после смешения выглядели бы более похожими на кривые изотопного состава для современной атмосферы, что подтвердило бы наш вывод. Это объясняется тем, что AVCC-Xe или ксенон солнечного типа несколько обогащены тяжелыми изотопами по сравнению с U-Xe.

Отсутствующий ксенон. В настоящей работе мы исходим из того, что весь ксенон Земли находится в ее атмосфере. Однако количество ксенона в современной атмосфере Земли приблизительно в 10 раз меньше экстраполированного значения "планетарной" концентрации, полученного на основе данных о содержании инертных газов в метеоритах. Концентрация ксенона на Земле ниже по сравнению с той, которую можно было бы ожидать, судя по содержанию более легких инертных газов. Было высказано предположение, что значительное количество ксенона находится где-то в недрах Земли, но пока не обнаружено [20]. По нашим расчетам, в недрах современной Земли содержится в 5–10 раз больше ксенона, чем в ее атмосфере, и этот необнаруженный ксенон имеет ту же степень фракционирования изотопов, что и атмосферный ксенон. Так как скорость удаления тяжелых молекул, масса которых близка к переходной, зависит в основном от скорости потери массы водорода, то при небольшом уменьшении потока удаляющегося водорода в остаточной атмосфере сохранится больше ксенона. Мы установили, что наша модель смешения на 3–5 объясняет наблюдаемое фракционирование изотопов ксенона в современной атмосфере, если общее количество ксенона было в 10 раз выше количества ксенона в современной атмосфере.

Смешение двух компонентов. В наших расчетах мы исходили из того, что современное распределение изотопов обусловлено полным перемешиванием изотопно-фракционированного (атмосферного) и нефракционированного (заклученного в недрах Земли) ксенона. Существует возможность неполного перемешивания и присутствия нефракционированного ксенона в недрах современной Земли, однако до сих пор мы не наблюдали нефракционированный ксенон в недрах Земли. Что же касается неона, то неон солнечного типа, отличающийся по изотопному составу от неона современной атмосферы Земли, был недавно обнаружен в образцах из мантии [23]. Если в недрах Земли будет также обнаружен и ксенон, подвергшийся меньшему изотопному фракционированию, чем ксенон современной атмосферы, то наша модель, включающая дополнительный фракционированный ксенон, получит весомое подтверждение.

Время рассеивания первичной атмосферы. Проведенные вычисления, при которых мы исходим из того, что $M_a(0) = 10^{23}$ кг, $M_s = IM_E$ и далекое УФ-излучение в 10 раз интенсивнее УФ-излучения современного Солнца,

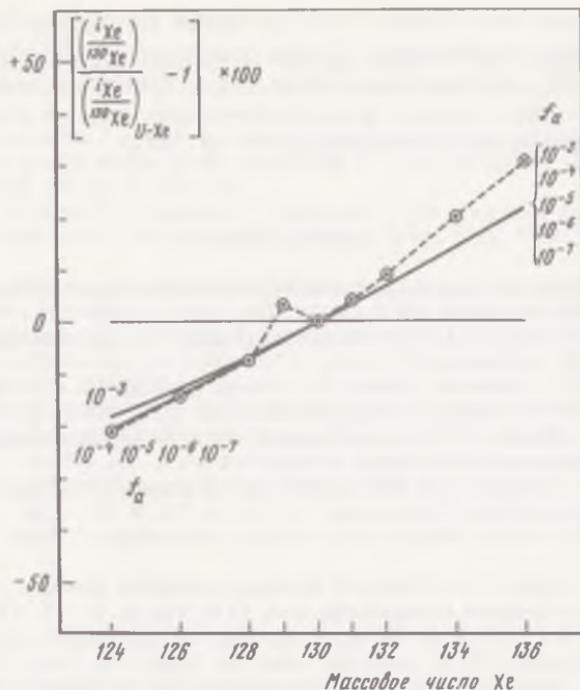


Рис. 10. Изотопный состав ксенона после смешения фракционированного ксенона остаточной атмосферы и первоначально захваченного нефракционированного ксенона $M_S = 0,6 M_E$, $M_a = 10^{-4} M_E$. Поток водорода вдвое меньше водородного потока, показанного сплошной линией на рис. 4. Числа, стоящие против каждой кривой — значение коэффициента уменьшения массы первичной атмосферы (f_a), числа в скобках — доля фракционированного ксенона в смеси

показывают, что длительность рассеивания атмосферы составляла $1,1 \cdot 10^8$ лет. Хотя это, возможно, меньше отрезка времени между аккрецией и вторичной дегазацией ($\leq 5 \cdot 10^8$ лет) [10], однако значительно больше возможного верхнего предела длительности стадии T-Тельца для звезды небольшой массы ($\sim 1M_0$). Такое различие между продолжительностью стадии T-Тельца и длительностью рассеивания атмосферы нуждается в объяснении.

Одно объяснение заключается в том, что первоначальная масса атмосферы $M_a(0)$ была меньше ($\leq 10^{-3} M_E$). Мы установили, что наблюдаемое фракционирование изотопов ксенона может быть получено, если $M_a(0) = 10^{-4} M_E = 6,0 \cdot 10^{20}$ кг, $M_S = 0,6 M_E$ и скорость удаления водорода (показанная прерывистой линией на рис. 4) вдвое меньше (рис. 10). В этом случае длительность рассеивания атмосфер составляет $9,6 \cdot 10^6$ лет. Эта величина сопоставима с длительностью стадии T-Тельца (хотя интенсивность предсказанного УФ-излучения небольшая: всего в 5 раз больше, чем у современного Солнца). Другое объяснение заключается в том, что длительность рассеивания атмосферы в действительности была большей. Современные наблюдения показывают, что стадия T-Тельца сменяется довольно активной более длительной стадией, на протяжении которой интенсивность

далекого УФ-излучения была в 3–20 раз выше интенсивности соответствующего излучения современного Солнца даже через $5 \cdot 10^8$ лет после образования планет [9]. Это излучение было достаточно интенсивным и длительным, для того чтобы вызвать фракционирование ксенона во время рассеивания довольно массивной атмосферы ($\sim 10^{-2} M_E$).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Anders E., Ebihara M.* Solar-system abundances of the elements // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46. P. 2363–2380.
2. *Bernatowicz T.J., Fahey A.J.* Xe isotopic fractionation in a cathodeless glow discharge // *Ibid.* 1986. Vol. 50. P. 445–452.
3. *Bernatowicz T.J., Hagee B.E., Fahey A.J.* Isotopic fractionation of Kr and Xe implanted in solids at very low energies // *Lunar and Planet. Sci.* 1987. Vol. 18. P. 64–65.
4. *Chapman D., Cowling T.G.* The mathematical theory of non-uniform gases. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1970. 423 p.
5. *Dietrich W.F., Simpson J.A.* The isotopic and elemental abundances of neon nuclei accelerated in solar flares // *Astrophys. J.* 1979. Vol. 231. P. L91–L95.
6. *Donahue T.M.* Thermal escape from accreting planetesimals // *Icarus.* 1986. Vol. 66. P. 195–210.
7. *Fanale F.P., Cannon W.A.* Origin of planetary primordial rare gas: the possible role of adsorption // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1972. Vol. 36. P. 319–328.
8. *Frick U., Mack R., Chang S.* Noble gas trapping and fractionation during synthesis of carbonaceous matter // *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1979. Vol. 10. P. 1961–1973.
9. *Gaustad J.E., Vogel S.N.* High energy solar radiation and the origin of life // *Orig. Life.* 1982. Vol. 12. P. 3–8.
10. *Hamano Y., Ozima M.* Earth-atmosphere evolution model based on Ar isotopic data // *Advances in earth and planetary sciences.* Tokyo: Cent. Acad. Pub. Jap., 1978. P. 155–171.
11. *Hayashi C., Nakazawa K., Mizuno H.* Earth's melting due to the blanketing effect of the primordial dense atmosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. Vol. 73. P. 22–28.
12. *Hayashi C., Nakazawa K., Nakagawa Y.* Formation of the solar system // *Protostar and planets.* II. Tuscon: Univ. Ariz. press, 1985. P. 1100–1153.
13. *Herzog G.F.* Relation between solar and planetary neon in carbonaceous chondrites // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 17. P. 6219–6225.
14. *Hunten D.M., Pepin R.O., Walker J.C.B.* Mass fractionation in hydrodynamic escape // *Icarus.* 1987. Vol. 69. P. 532–549.
15. *Krummenacher D., Merrihue C.M., Pepin R.O., Reynolds J.H.* Meteoritic krypton and barium versus the general isotopic anomalies in meteoritic xenon // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1962. Vol. 26. P. 231–249.
16. *Marrero T.R., Mason E.A.* Gaseous diffusion coefficients // *J. Phys. Chem. Ref. Data.* 1972. Vol. 1. P. 3–118.
17. *Mewaldt R.A., Spalding J.D., Stone E.C., Vogt R.E.* The isotopic composition of solar flare accelerated neon // *Astrophys. J.* 1979. Vol. 231. P. L97–L100.
18. *Mizuno H., Nakazawa K., Hayashi C.* Dissolution of the primordial rare gases into the molten Earth's material // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 202–210.
19. *Nakazawa K., Mizuno H., Sekiya M., Hayashi C.* Structure of the primordial atmosphere surrounding the early-Earth // *J. Geomagn. and Geoelec.* 1985. Vol. 37. P. 781–799.
20. *Ozima M.* Looking for missing xenon // *Nature.* 1986. Vol. 322. P. 813–814.
21. *Ozima M., Nakazawa K.* Origin of rare gases in the earth // *Ibid.* 1980. Vol. 284. P. 313–316.
22. *Ozima M., Podosek F.A.* Noble gas geochemistry. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1983. 367 p.
23. *Ozima M., Zashu S.* Solar type Ne in Zaire cubic diamonds // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1988. Vol. 52. P. 19–25.
24. *Pepin R.O., Phinney D.* Components of xenon in the solar system. Amsterdam: Elsevier. 1978. 180 p.

25. *Reynolds J.H.* Isotopic composition of primordial xenon // *Phys. Rev. Lett.* 1960. Vol. 4. P. 351–354.
26. *Sasaki S.* Structure and evolution of the primordial H₂–He atmosphere surrounding the accreting Earth and the origin of the terrestrial noble gases: Ph.D. thesis. Tokyo, 1987. 229 p.
27. *Sasaki S., Nakazawa K.* Origin of isotopic fractionation of terrestrial Xe: hydrodynamic fractionation during escape of the primordial H₂–He atmosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 89. P. 323–334.
28. *Sekiya M., Nakazawa K., Hayashi C.* Dissipation of the primordial terrestrial atmosphere due to irradiation of the solar EUV // *Progr. Theor. Phys.* 1980. Vol. 64. P. 1968–1985.
29. *Sekiya M., Nakazawa K., Hayashi C.* Dissipation of the rare gas contained in the primordial earth's atmosphere // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 50. P. 197–201.
30. *Sekiya M., Hayashi C., Nakazawa K.* Dissipation of the primordial terrestrial atmosphere due to irradiation of the solar far-UV during T Tauri stage // *Progr. Theor. Phys.* 1981. Vol. 66. P. 1301–1316.
31. *Takaoka N.* An interpretation of general anomalies of xenon and the isotopic composition of primitive xenon // *Mass spectrosc.* 1972. Vol. 20. P. 287–302.
32. *Zahnle K.J., Kasting J.F.* Mass fractionation during transonic escape and implications for loss of water from Mars and Venus // *Icarus.* 1986. Vol. 68. P. 462–480.

УДК 550.42

И. Канеока

СИСТЕМАТИКА БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ ВО ВНУТРЕННИХ ОБЛАСТЯХ ЗЕМЛИ – КЛАССИФИКАЦИЯ КОМПОНЕНТОВ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ

ВВЕДЕНИЕ

В сравнении с другими изотопами изотопы благородных газов имеют несколько уникальных характеристик, которые делают их очень полезными индикаторами для получения представлений о состоянии внутренних областей Земли. Поскольку благородные газы химически инертны, то вариации изотопных отношений, по существу, контролируются физическими процессами. Однако количества радиогенных компонентов, таких, как ⁴He и ⁴⁰Ar, контролируются и количествами материнских элементов и временем их накопления. Далее, благородные газы являются относительно подвижными в сравнении с другими элементами. В частности, He является наиболее подвижным среди многих элементов, за исключением водорода. Поэтому изотопы He легко гомогенизируются во внутренних областях Земли. Однако мы можем идентифицировать различные отношения ³He/⁴He для образцов из различных геологических обстановок, что становится важной основой для получения представлений о состоянии внутренних областей Земли. Отношение ⁴⁰Ar/³⁶Ar также указывает на различные источники магмы, поскольку это отношение определяется одно-

временно отношением $K/^{36}\text{Ar}$ в источнике и временем, с которого он удерживал Ar . Это отношение также отражает особенности истории и состояния источников магмы. Поэтому комбинация отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ может использоваться как эффективное средство для идентификации источников магмы [12, 13].

Для характеристики источников магмы в мантии используются несколько комбинаций изотопов. Со времени своего теоретического и экспериментального обоснования и до настоящего времени широко используется диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [18]. Также широко используется диаграмма $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, поскольку обе систематики составляются из изотопов U и Pb [24]. Разрабатываются [21] также диаграммы $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}-^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. При сборе этих данных было обнаружено, что базальты срединных хребтов (MORB) и базальты океанских островов (OIB) имеют отличные источники магмы. На основании таких данных предложены несколько моделей химической структуры мантии [2, 8, 17, 24]. Среди этих моделей наиболее популярными являются химические модели расслоенной по вертикали мантии: одна представляет обедненную мантию, из которой образуются базальты срединных океанических хребтов, а другая — необедненную мантию, из которой мог бы подниматься мантийный плюм. С другой стороны, некоторые модели мантии предполагают, что необедненные части распределяются подобно пятнам в обедненной мантии [5, 27]. Однако эти модели основываются главным образом на данных для изотопов твердых элементов, таких, как Sr , Nd , Hf , Pb , и они не отражают характеристики данных по благородным газам, которые могли бы накладывать серьезные ограничения на химическую структуру мантии.

Принимая во внимание этот аспект, Канеока [9] попытался выбрать наиболее вероятную из химически расслоенных моделей среди моделей, предложенных в это время, и сделал вывод о том, что источник базальта океанских островов, до некоторой степени сохраняющий первоначальные компоненты, должен бы располагаться в мантии в более глубокой части, чем источник базальта срединных океанических хребтов. На основании данных по благородным газам, Аллегр и др. [1] рассмотрели эволюцию Земли, предполагая сходную структуру мантии. Канеока [9] предложил классифицировать данные по благородным газам на несколько компонентов, причем все результаты наблюдений могут объясняться перемешиванием этих компонентов. Это предложение более детально объяснено в работе Канеока и Такаока [13].

ДИАГРАММА $^3\text{He}/^4\text{He}-^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ И КЛАССИФИКАЦИЯ КОМПОНЕНТОВ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ

Введенная в предыдущем разделе комбинация отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ дает характерные особенности в определении каждого компонента во внутренних областях Земли. На рис. 1 схематично показаны данные по благородным газам для различных резервуаров Земли. Так, базальты срединных океанических хребтов показывают относительно однородные отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ при изменчивых отношениях $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Вариаци-

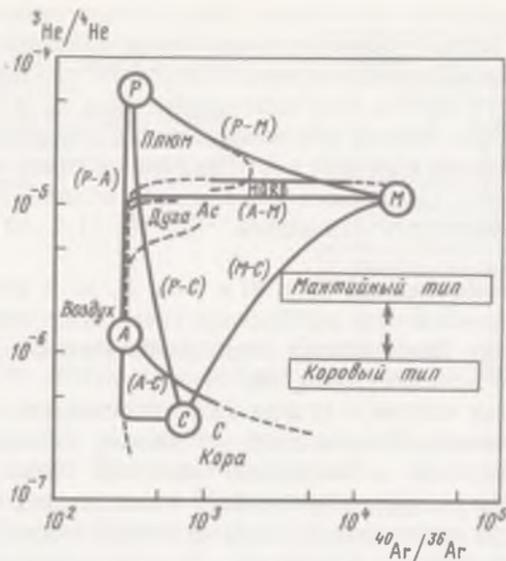


Рис. 1. Схематическая диаграмма смешения между несколькими типичными источниками инертных газов

ции отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ обычно объясняются загрязнением за счет атмосферного компонента через воздух или морскую воду.

Если мы предполагаем, что типичный источник базальта срединных океанических хребтов имеет отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, оцененное как *M* на рис. 1, то линия смешения между *A* (атмосферный компонент) и *M* охватывает результаты наблюдений для базальта срединных океанических хребтов. Сходные случаи наблюдались для исландских газов. Если в этом случае мы предполагаем, что типичный конечный член представляется как *P*, то большинство результатов наблюдений могут объясняться как результат перемешивания между *P* и *A*. Поэтому, как показано на рис. 2, все результаты наблюдений могут объясняться смешением, по крайней мере, четырех конечных членов, определенных по систематике He и Ar. Конечными членами являются тип *P* (плюм), тип *M* (MORB), тип *A* (атмосфера) и тип *C* (кора) [9, 13]. Это не значит, что во внутренних областях Земли существуют только четыре конечных члена. Как подчеркивалось прежде, благородные газы, особенно He, являются подвижными и могут легко гомогенизироваться в сравнении с другими элементами. Поэтому следует отметить, что систематика He и Ar все же требует наличия отличных источников магмы в мантии, представленных как *P* и *M*.

Компонента типа *M* характеризуется базальтами срединных океанических хребтов, показывающими относительно однородные отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ ($(1 - 1,4) \cdot 10^{-5}$) вместе с относительно высокими отношениями ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (более 5000). Компонента типа *P* характеризуется образцами из некоторых областей типичных горячих пятен, таких, как Гавайские острова, Исландия и о-в Реюньон, которые показывают более высокие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и более низкие — ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (как правило, менее 1000), чем образцы базальтов срединных океанических хребтов. Компонента

типа *A* характеризуется изотопами благородных газов из атмосферы, которые также сходны с благородными газами из морской воды. Компонента типа *C* характеризуется типичным коровым составом и имеет более низкое отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, чем компонента типа *A*, и обычно высокое отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$. Однако компонента типа *C* контролируется главным образом геологической историей коры, включая возраст ее формирования и процесс дегазации. Среди этих компонентов компонента типа *A* имеет единственное значение для отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ ($1,4 \cdot 10^{-6}$) и отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (295,5).

Что касается компонентов типа *M* и типа *P*, то в качестве конечных членов для этих компонентов выбираются предельные значения, наблюдавшиеся до сих пор. Принимаются следующие значения: *P* (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 6 \cdot 10^{-5}$; ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 350$), *M* (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1,1 \cdot 10^{-5}$; ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 2000$). Здесь они вводятся как мера для каждого компонента и могут до некоторой степени изменяться при накоплении данных. Далее, это не исключает наличие неоднородности в локальном масштабе. Важным является то, что для объяснения распределения данных в систематике He и Ar требуются по крайней мере два конечных члена, которые должны бы существовать в глобальном масштабе.

В дополнение к этим компонентам может вводиться еще один компонент типа *Ac* (дуга), который характеризуется вулканическими породами и газами из островных дуг, и показывает несколько более низкие отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, чем для базальта срединных океанических хребтов, и относительно более низкие отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, хотя это значение все еще больше, чем для типа *A* (см. рис. 1). Однако значения типа *Ac* могли бы интерпретироваться как смесь компонентов типов *M*, *C* и *A*, вероятно, созданная в области субдукции добавлением некоторого количества коровых компонентов, таких, как или континентальная кора, или океанские осадки. Здесь нам нет необходимости оценивать его как конечный член в мантии. Если бы материалы типов *P* и *M* перемешивались, как это показано на рис. 1, то результирующий компонент также классифицировался бы как тип *Ac*.

В сравнении с источником типа *M* источник типа *P* должен бы иметь более высокое отношение ${}^3\text{He}/\text{U}$ и более низкое отношение $\text{K}/{}^{36}\text{Ar}$, чтобы объяснять наблюдавшийся тренд на рис. 1,2. Поскольку источник типа *M* характеризуется обеднением несовместимых элементов, включая U и K, то в общем случае источник типа *P* содержит большие количества U и K. На рис. 1 используются только молодые образцы, которые должны бы указывать на современное состояние внутренних областей Земли. Следовательно, требуется, чтобы источник типа *P* содержал большие количества ${}^3\text{He}$ и ${}^{36}\text{Ar}$, чем источник типа *M*. Для объяснения такой ситуации Андерсон [3] предположил, что такие части мантии формировались вследствие процессов обогащения в мантии на глубине в течение ранней истории Земли без дегазации благородных газов, а современная астеносфера могла бы соответствовать таким частям.

Однако Канеока [9] считает, что компонент типа *P* должен бы быть первичным и не мог сформироваться из компонента типа *M*. Действительно, для объяснения наличия ${}^{40}\text{Ar}$ в атмосфере обычно принимается, что радиогенный ${}^{40}\text{Ar}$, образовавшийся из ${}^{40}\text{K}$ во внутренних областях Земли,

Рис. 2. Соотношения между различными компонентами инертных газов

Стрелка указывает направление главного влияния каждого компонента на другой компонент



дегазировался на протяжении истории Земли. Если мы принимаем это предположение, то оно требует, чтобы радиогенный ^{40}Ar дегазировался достаточно эффективно по крайней мере 1–2 млрд лет назад. Хотя мы в настоящее время не можем идентифицировать определенный процесс дегазации радиогенного ^{40}Ar столь эффективно, но должны допускать, что большая часть радиогенного ^{40}Ar могла бы эффективно дегазироваться из внутренних областей Земли. Если это так, то очень трудно вообразить, что только астеносфера могла бы удерживать He и Ar как обогащенный источник. Обычно He имеет больший коэффициент диффузии, чем Ar , указывая на большую его подвижность по сравнению с Ar . Поэтому более вероятно, что источник типа P должен бы располагаться в более глубокой части, чем источник типа M , и все еще удерживает первичные компоненты. А дегазация радиогенного ^{40}Ar могла бы произойти главным образом из коры и обедненного источника (типа M).

Соотношения между различными компонентами благородных газов схематически изображаются на рис. 2.

СВЯЗИ КАЖДОГО КОМПОНЕНТА С ДРУГИМИ ИЗОТОПНЫМИ ПРИЗНАКАМИ

Как упоминалось ранее, изотопы твердых элементов также позволяют предполагать отличные источники магмы для базальтов срединных океанических хребтов и базальтов океанских островов. В настоящее время хорошо установлено, что источник базальтов срединных океанических хребтов обедняется несовместимыми элементами, в то время как источник базальтов океанских островов не столь сильно обедняется этими элементами. Однако пока речь идет об изотопах твердых элементов, таких, как Sr , Nd и Pb , трудно обосновать, представляет ли источник океанских островов обогащенный источник или первоначальный источник.

На рис. 3 показана диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, где также указаны компоненты, оцененные по изотопному составу благородных газов. Как объяснялось ранее, компонента C изменяется от места к месту в зависимости от их геологической истории. Даже если образец оказывается на этом графике около точки P , это не всегда означает, что источник образца относится к типу P , поскольку мы можем также объяснить это как результат перемешивания материалов типов M и C . Поэтому для идентификации материала типа P данный рисунок не вполне достаточен, и образцы следует сопровождать изотопными характеристиками благородных газов.

Сходная ситуация возникает и в случае диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

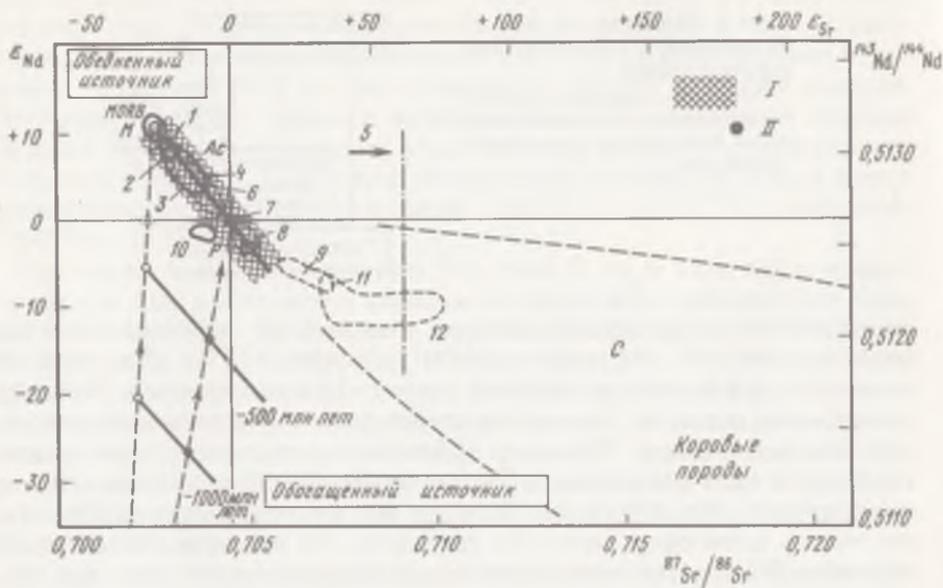


Рис. 3. Диаграмма $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для молодых образцов

1 — Исландия; 2 — гора Этна; 3 — о-ва Галапагос; 4 — Гавайские острова; 5 — морская вода; 6 — о-в Бове; 7 — р. Колумбия; 8 — Бразилия; 9 — о-ва Тристан-да-Кунья; 10 — о-в Скай; 11 — северная часть Чили; 12 — Раккамюфина; I — мантийная группа; II — Земля в целом; P, M, C и Ac — типичные значения для материалов источников типа плюма, базальтов срединных океанических хребтов, коры и дуги

Таблица 1

Классификация каждого компонента во внутренних областях Земли, определенная по изотопам благородных газов, и их типичные интервалы для каждого изотопного отношения

Тип	Пример	$^3\text{He}/^4\text{He} \cdot 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
P (плюм)	Гавайские острова Исландия	15–60	1000 – ~2000	0,703–0,705
M (базальты срединных океанических хребтов, MORB)	Срединный Атлантический хребет Восточно-Тихоокеанское поднятие	11–14	2000– ~3000	0,702–0,703
Ac (дуга)	Японские острова	6–10	300– ~400	0,704–0,706
A (воздух)	Воздух (морская вода)	1,4	296	– (0,709)
C (кора)	Континентальная кора	0,01–1	500– ~1000	0,710

На этой диаграмме данные для материалов и типов *P* и *C* располагаются в пробах верхней области от источника материала типа *M*. Поэтому нелегко обосновать, классифицируются ли материалы источника базальтов океанских островов как тип *P* или они являются результатом перемешивания материалов из источников типов *M* и *C*. Материалы типа *Ac* также располагаются в сходных областях. Следовательно, материалы типов *P* и *C* могут хорошо определяться только на основании изотопов благородных газов. Кроме того, классификация материалов типов *P* и *C*, предполагаемая по данным об изотопах благородных газов, также является приемлемой с точки зрения изотопов твердых элементов. Поэтому компоненты, определенные в настоящем исследовании, применимы для оценки химической структуры внутренних областей Земли в глобальном масштабе (табл. 1).

Как упоминалось ранее, настоящая классификация не исключает возможности существования во внутренних областях Земли других компонентов в региональном или локальном масштабе. Предполагается, что другие компоненты мантии требуются для объяснения современного распределения изотопных данных, если мы объединяем все имеющиеся данные по изотопам твердых элементов [26]. Кроме того, следует упомянуть, что источник типа *A* не применим к изотопам твердых элементов, поскольку он характеризуется изотопами благородных газов в атмосфере, а твердые элементы в атмосфере не существуют.

КОМПОНЕНТЫ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

На рис. 4 схематически показаны соотношения между различными компонентами благородных газов [13]. Как показано в предыдущем разделе, эти компоненты также коррелируются с изотопами твердых элементов. В этой модели объясняется, что источник базальтов срединных океанических хребтов имеет обедненный характер по несовместимым элементам в результате их экструзии с формированием коры (особенно континентальной коры). Необедненная мантия, которая содержит первичные компоненты, могла бы находиться ниже обедненной мантии, а типичные мантийные плюмы могли бы подниматься из этого слоя.

На рис. 5 схематически и более детально показаны соотношения между каждым компонентом и геологическими обстановками. Как показано на рис. 5,а, материалы типа *M*, как правило, наблюдаются на хребте. Небольшие подводные горы около хребта также могли бы иметь характеристики, сходные с характеристиками базальтов срединных океанических хребтов, поскольку их источник может, по существу, не иметь отличий от источника базальтов срединных океанических хребтов. Например, Циндлер и др. [27] сообщили, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пород подводных гор, расположенных около Восточно-Тихоокеанского поднятия, сходны этими отношениями для базальтов срединных океанических хребтов. Поскольку предполагается, что океанские литосфера и астеносфера представляют источник типа *M*, то даже вулканическая порода, сформированная вулканизмом вне хребта, показывала бы характеристики типа *M*, если она возникает из астеносферы. Увеличение толщины океанской литосферы может

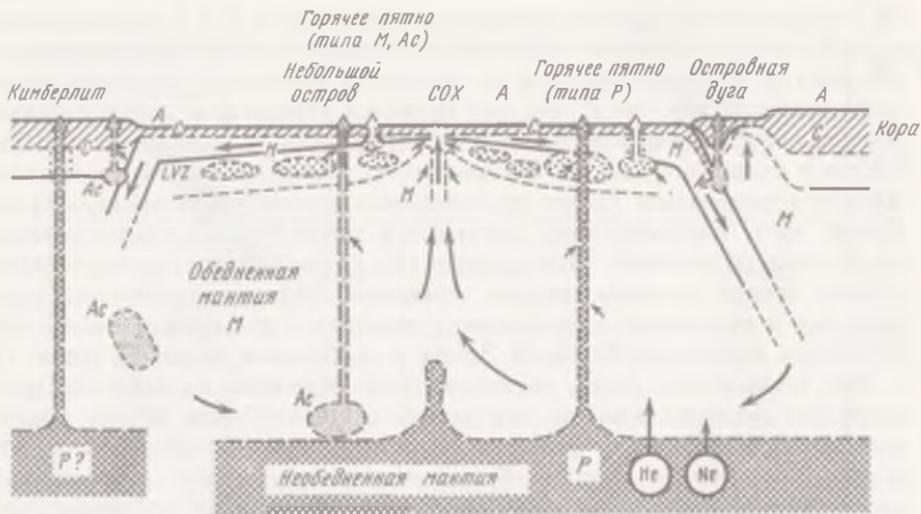


Рис. 4. Схематическая диаграмма, которая указывает каждый тип компонентов инертных газов во внутренних областях Земли

Стрелками показано движение вещества в глобальном масштабе. LVZ — зоны малых скоростей, которые, вероятно, частично расплавлены ([13] с небольшими изменениями). СОХ — срединный океанический хребет

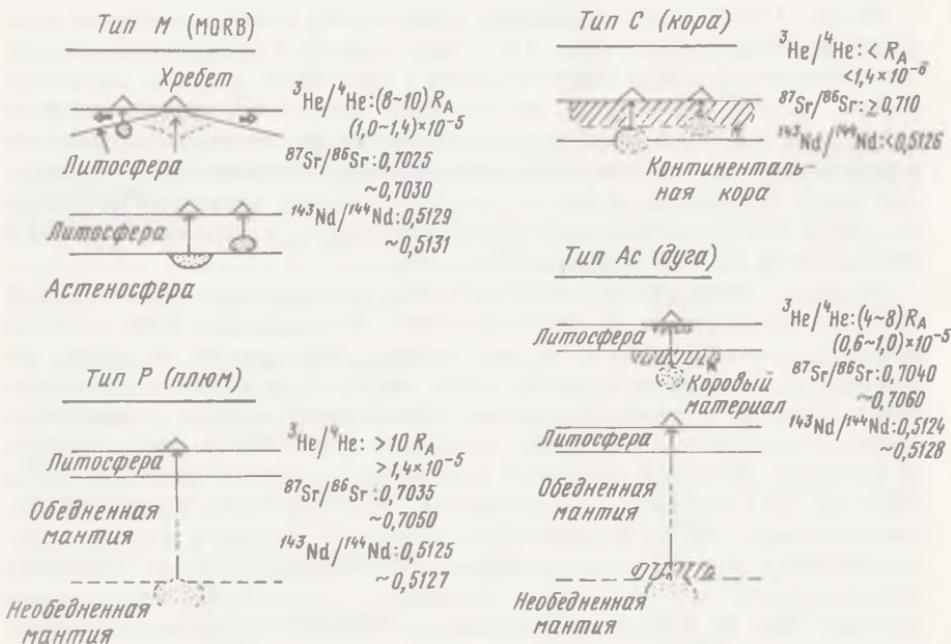


Рис. 5. Изотопные составы различных типов геологических обстановок

объясняться добавлением материалов из астеносферы вследствие охлаждения самой верхней области астеносферы со временем. Ультрасосновые нодулы с Гавайских островов показывают характеристики типа *M* [12]. Это может объясняться описанным выше процессом.

Материалы типа *P* на поверхности можно наблюдать только при достаточно активном плюме, чтобы проявились его первоначальные характеристики. Когда плюм поднимается с глубины, он может загрязняться материалами типа *M*. Поэтому нет причин предполагать априорно, что лавовый поток из "горячего пятна" всегда мог бы показывать характеристики источника типа *P*. Например, в Галапагосской области отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в гидротермальных водах сходны с этими же отношениями для базальтов срединных океанических хребтов [15], хотя это место считается "горячим пятном" [16]. Поскольку область расположена близко к хребту, то на нее могла бы оказывать влияние активность хребта. Поэтому видимые признаки типа *M*, а не типа *P*. С другой стороны, как показано в левой части рис. 4, субдуктированная литосфера не всегда могла бы полностью гомогенизироваться с окружающими мантийными материалами. В этом случае вблизи границы между обедненной и необедненной мантией мог бы оставаться материал типа *Ac*. Когда из этого материала поднимается плюм, то этот материал может оказывать на него влияние, а значения, наблюдаемые на поверхности, могли бы показывать в некоторых случаях характеристики типа *Ac*. Хотя о-ва Тристан-да-Кунья и Гоф считаются "горячими пятнами" [16], их изотопные признаки сходны с типом *Ac* [14]. Это может объясняться процессами, рассмотренными выше.

Материалы типа *Ac*, как правило, наблюдаются в областях субдукции, где материалы типа *M* загрязняются материалами типа *C* (континентальная кора или океанские осадки). Хотя материалы типа *Ac* могут определяться по изотопным признакам, но их исходные материалы в некоторых случаях могли бы быть достаточно отличными. Эта ситуация показана на рис. 5,а.

Примером компонента типа *C* являются природные газы древних континентов, которые обычно показывают очень низкие отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, менее чем 10^{-7} (например, [25]). Магматические породы, обнаженные на таком континенте, показывают значительно более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в сравнении с материалами типов *P* и *M*. Относительно старые океанские осадки могут классифицироваться как этот компонент. Такие случаи схематически показаны на рис. 5,б.

По одним изотопным данным мы не можем определять глубину границы между обедненной мантией и необедненной мантией. Однако если мы принимаем во внимание другие факторы, такие, как концентрации несовместимых элементов в каждом источнике, расслоенность мантии на основании сейсмических данных, возможное наличие океана магмы в ранней истории Земли и другие, мы могли бы выбрать глубину около 650 км в качестве одной из возможностей для месторождения этой границы.

ДРУГИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЗОТОПОВ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ ДЛЯ КАЖДОГО КОМПОНЕНТА

Настоящая классификация каждого компонента основывается на изотопах He и Ar, а другие изотопы благородных газов не используются для определения компонента.

До сих пор отсутствуют сообщения о каких-нибудь систематических вариациях для изотопов Kr между отдельными компонентами, за исключением добавки компоненты деления в обогащенных ураном материалах. В то же время уже имеются сообщения о наличии избыточного ^{129}Xe для базальтов срединных океанских хребтов [23], для CO_2 газов из скважин [4, 22] и для некоторых ультраосновных ксенолитов [6, 11]. Избыточный ^{129}Xe обычно приписывается распаду вымершего нуклида ^{129}I ($T_{1/2} = 17$ млн лет), а это означает, что часть мантии, которая содержит избыточный ^{129}Xe , никогда не гомогенизировалась с атмосферными компонентами в течение примерно более 4,3 млрд лет. На основании этой систематики Аллерг и др. [1] предположили, что обедненная мантия формировалась уже более 4,4 млрд лет назад. Далее Стаудахер [23] предположил, что CO_2 газы из скважин должны бы происходить из источника, сходного с источником базальтов срединных океанических хребтов. В то же время Озима и др. [19] оценили источник газов CO_2 из скважин как относительно первичный источник, вероятно, имеющий происхождение в более глубокой части внутренних областей Земли, чем источник базальтов срединных океанических хребтов.

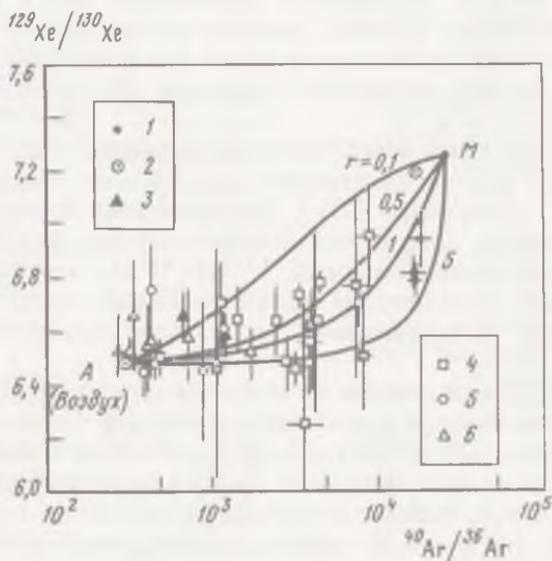


Рис. 6. Диаграмма $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ для образцов гавайских пород и нескольких образцов MORB вместе с газами CO_2 из скважин

1 – MORB; 2 – CO_2 из скважин (шт. Нью-Мексико, США); 3 – оливиновый мегакрист (Южная Африка); Гавайские острова; 4 – ксенолит; 5 – стекло; 6 – фенокрист; r – отношение $(^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar})_{\text{возд.к}}/^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}_{\text{MORB}}$ (из работы [10] с небольшими изменениями)

Однако проблема заключается в том, что присутствие избыточного ^{129}Xe пока не установлено повсеместно даже для базальтов срединных океанических хребтов или других материалов. Если это вызывается атмосферной контаминацией морской водой или воздухом, то наблюдаемое высокое отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ должно бы коррелировать с высоким отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Хотя в некоторых случаях это наблюдается, отношение $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ не всегда коррелирует с отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, как это показано на рис. 6. Поэтому, является ли наличие избыточного ^{129}Xe глобальным явлением или нет, остается серьезной проблемой. Имеется возможность того, что избыточный ^{129}Xe мог бы оставаться только в ограниченных частях внутренних областей Земли, которые не полностью гомогенизировались за последние примерно 4,3–4,4 млрд лет.

Недавно Стаудахер [23] сообщил о наличии высоких отношений $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в базальте срединных океанических хребтов, достигающих примерно 13. О таких высоких отношениях $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ имеются также сообщения для некоторых алмазов [7, 20]. Такие компоненты приписываются наличию Ne солнечного типа во внутренних областях Земли. Однако если мы строим график таких отношений $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ в связи с отношениями $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, то не можем наблюдать какие-нибудь систематические вариации, а атмосферные загрязнения, видимо, не объясняет этот тренд должным образом. Поэтому вновь возникает проблема того, почему только ограниченные образцы показывают такие высокие отношения $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$.

Следовательно, видимо, преждевременно считать аномалии изотопов Ne и Xe, наблюдавшиеся в некоторых образцах, как характеризующие каждый компонент, определенный по систематике Ne и Ar. Для решения этой проблемы требуются более систематические данные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Allègre C.J., Staudacher T., Sarda P., Kurz M. Constraints on evolution of Earth's mantle from rare gas systematics // *Nature*. 1983. Vol. 303. P. 762–766.
2. Anderson D.L. Isotopic evolution of the mantle: a model // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 57. P. 13–24.
3. Anderson D.L. Hotspot magmas can form by fractionation and contamination of mid-ocean ridge basalts // *Nature*. 1985. Vol. 318. P. 145–149.
4. Boulos M.S., Manuel O.K. The xenon record of extinct radioactivities in the earth // *Science*. 1974. Vol. 174. P. 1334–1336.
5. Davies G.F. Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle // *Nature*. 1981. Vol. 290. P. 208–213.
6. Hennecke E.W., Manuel O.K. Noble gases in Hawaiian xenoliths // *Ibid.* 1975. Vol. 257. P. 778–780.
7. Honda M., Reynolds J.H., Epstein S. Noble gases in diamonds // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92, N B12. P. 12507–12521.
8. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. The mean age of mantle and crustal reservoirs // *Ibid.* 1979. Vol. 84. P. 7411–7427.
9. Kaneoka I. Noble gas constraints on the layered structure of the mantle // *Nature*. 1983. Vol. 302. P. 689–700.
10. Kaneoka I. Constraints on the characteristics of magma sources for Hawaiian volcanoes based on noble gas systematics // *US Geol. Surv. Profess. Pap.* 1987. N 1350. P. 745–757.
11. Kaneoka I., Takaoka N. Excess ^{129}Xe and high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in olivine phenocrysts of Kapahu lava and xenolithic dunites from Hawaii // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 39. P. 382–386.

12. Kaneoka I., Takaoka N. Rare gas isotopes in the Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rucks: constraints on genetic relationships // Science. 1980. Vol. 208. P. 1366–1368.
13. Kaneoka I., Takaoka N. Noble-gas state in the Earth's interior – some constraints on the present state // Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.). 1985. Vol. 52. P. 75–95.
14. Kurz M.D., Jenkins W.J., Schilling J.-G., Hart S.R. Helium isotopes and mantle heterogeneity // Nature. 1982. Vol. 297. P. 43–47.
15. Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H. Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos Rift // Ibid. 1977. Vol. 297. P. 603–604.
16. Morgan W.J. Deep mantle convection plumes and plate motions // Amer. Assoc. Petrol. and Geol. Bull. 1972. Vol. 56. P. 203–213.
17. O'Nions R.K., Evensen N.M., Hamilton P.J. Geochemical modeling of mantle differentiation and crustal growth // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 6091–6101.
18. O'Nions R.K., Hamilton P.J., Evensen N.M. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 34. P. 13–22.
19. Ozima M., Podosek F.A., Igarashi G. Terrestrial xenon isotope constraints on the early history of the earth // Nature. 1985. Vol. 315. P. 471–474.
20. Ozima M., Zashu S. Solar type He and Ne in diamonds // Abstr. Sov.-Jap. Symp. Isotope Geol. Irkutsk, 1987. P. 58–60.
21. Patchett P.J., Tatsumoto M. Hafnium isotope variations in oceanic basalts // Geophys. Res. Lett. 1980. Vol. 7. P. 1077–1080.
22. Phinney D., Tennyson J., Frick U. Xe in CO_2 well gas revisited // J. Geophys. Res. 1978. Vol. 83. P. 2313–2319.
23. Staudacher Th. Upper mantle origin for Harding County well gases // Nature. 1987. Vol. 325. P. 605–607.
24. Tatsumoto M. Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implications to mantle evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 38. P. 63–88.
25. Tolstikhin I.N. A review: some recent advances in isotope geochemistry of light rare gases // Terrestrial rare gases / Ed. E.C. Alexander (Jr.), M. Ozima. Tokyo: Cent. Acad. Pub. Jap., 1978. P. 33–62.
26. Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // Nature. 1982. Vol. 298. P. 519–523.
27. Zindler A., Staudacher H., Batiza R. Isotope and trace element geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 70. P. 175–195.

УДК 550.4

Ю.Д. Пушкарев

МАНТИЙНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ КОРРЕЛЯЦИИ КАК СЛЕДСТВИЕ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО ПЛАВЛЕНИЯ ИЗОТОПНО-ГЕТЕРОГЕННОГО СУБСТРАТА И МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ СИСТЕМЫ КОРА–МАНТИЯ

Одним из основных исходных положений геохимии изотопов является допущение идентичности изотопного состава дифференциальной выплавки и ее исходного субстрата. Если это допущение не соблюдается и в процессе плавления изотопный состав минералов остается различным, изотопный состав выплавки определяется не валовым составом субстрата, а соотношением минералов, вовлекаемых в плавление, и не несет той информации, ко-

торая ему приписывается. Несмотря на то что от справедливости такого допущения зависят многие изотопно-геохимические построения, оно до сих пор окончательно не доказано и не опровергнуто.

В настоящее время единственным основанием для суждения о скорости гомогенизации изотопов в мантийном веществе являются результаты экспериментальной работы Снерингера с соавт. [14]. Они определяли коэффициенты диффузии стронция и самария в природном и в синтетическом диопсиде. Вспомним основной итог этой работы.

Коэффициенты диффузии в природном диопсиде и в диопсиде синтетическом отличались на два порядка в соответствии с их различием по степени совершенства кристаллической структуры. В пределах такого различия в природе возможны два крайних случая. При идентичности кристаллической структуры в мантийном веществе и в природном диопсиде изотопная неоднородность будет сохраняться 30 млн лет при $T = 1000^{\circ}\text{C}$ и 500 тыс лет при $T = 1250^{\circ}\text{C}$ ¹. При более совершенной структуре мантийных минералов, идентичных таковой в синтетическом диопсиде, время сохранения изотопных неоднородностей будет уже 3 млрд и 50 млн лет соответственно.

Из этих результатов нельзя сделать вывод, позволяющий обосновать обсуждаемое положение изотопной геохимии. Скорее, наоборот, можно утверждать обратное. В отличие от лабораторных условий, где различие изотопного состава в ходе опыта необратимо исчезает, в природных минералах оно постоянно регенерируется за счет продолжающегося радиоактивного распада. Одновременно в процессе отжига совершенствуется кристаллическая структура минералов, а следовательно, и уменьшается скорость диффузии атомов. В результате общее состояние системы приближается ко второму из рассмотренных выше случаев. Стало быть, чем дольше длится гомогенизация изотопов и отжиг минералов мантийного субстрата, тем больше вероятность длительного сохранения изотопной неоднородности, которая возникает впоследствии.

Таким образом, для того чтобы ответить на вопрос о том, сколь долго изотопная гетерогенность мантийного вещества может сохраняться в субсолидусных условиях, результатов, полученных Снерингером с соавторами, недостаточно. Для того, помимо коэффициентов диффузии атомов, необходимо знать, как долго в мантийных условиях может сохраняться дефектная кристаллическая структура. Поскольку в настоящее время таких данных нет, следует искать иные способы решения проблемы.

Наиболее перспективным в этом плане представляется анализ изотопно-геохимического материала, характеризующего изотопную неоднородность глубинного вещества, находящегося в субсолидусных условиях или подвергающегося частичному плавлению. Такие данные и обсуждение соответствующей им проблемы периодически в течение последних 15 лет появляются в отечественных и зарубежных публикациях [7, 9, 11, 13, 14, 16 и др.]. Наибольший интерес среди них представляют следующие: 1) более высокие $^{87}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ в нодулях по сравнению с вмещающими их вулканитами [10] и высококачественные изохронные зависимости, выявленные по минералам таких нодулей [5, 16], что демонстрирует замкнутость изотопных систем

¹ Здесь и далее расчеты выполнены для зерен размером 1 см.

на уровне минералов в условиях близких к температуре плавления; 2) присутствие в магматических породах цирконов, U-Pb возраст которых соответствует времени образования субстрата, подвергающегося плавлению [12 и др.], а также сильное обогащение радиогенным стронцием стекла, которое возникает вследствие затвердевания расплава, образующегося при плавлении ксенолита гранитоидов в базальте (в стекле $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7231 \pm \pm 0,0001$, в ксенолите в целом $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7060 \pm 0,0001$ [13]), что является прямым доказательством возможности плавления вещества недр без гомогенизации изотопов в слагающих его минералах; 3) идентичность изотопного состава He и Ar в двух типах базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), различающихся по изотопному составу Sr и Nd [1], что указывает на образование расплавов с разным изотопным составом из одного и того же химически однородного мантийного вещества и т.п. Дифференциальным плавлением изотопно-гетерогенных минералов легко объяснить мантийные изохроны, а в сочетании с контаминацией и высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ультраосновных породах, достигающие 0,7227 [4].

Обсуждение перечисленных фактов приводит к выводу о том, что рассматриваемое исходное положение геохимии изотопов не универсально. Это ставит под сомнение корректность многих изотопно-геохимических построений и в первую очередь современные модели эволюции системы кора—мантия, поскольку все они опираются на классификацию мантийного вещества, предложенную в 1976 г. Де Паоло и Д. Вассербургом [8]. В основе такой классификации лежат Sm-Nd изотопная систематика континентальных пород и Sr-Nd мантийная изотопная корреляция. В то же время весьма вероятно, что Sr-Nd мантийная изотопная корреляция является следствием неравновесного дифференциального плавления² одного и того же вещества. Иначе говоря, возникает необходимость пересмотра как самой классификации, так и соответствующих ей моделей, с учетом возможного несоответствия изотопного состава мантийных вулканитов изотопному составу исходного субстрата.

Очевидно, что в случае реальности неравновесного дифференциального плавления мантийного вещества для построения корректной модели эволюции системы кора—мантия необходимо ответить на следующие вопросы: 1) каков изотопный состав вещества, неравновесное дифференциальное плавление которого порождает все разнообразие изотопных составов современных мантийных вулканитов, 2) как менялся его изотопный состав во времени и 3) когда минералы, слагающие это вещество, стали замкнутыми системами?

Первая задача решается относительно просто: необходимо найти такой изотопный состав, который является общим для всех современных вулканитов независимо от соответствующей им степени дифференциального плавления мантийного субстрата. Такому составу отвечает область перекрытия изотопных характеристик MORB и базальтов океанских островов, в которую в частности попадают и изотопные составы коматиитов, т.е. вул-

² Для краткости здесь и далее плавление без гомогенизации изотопов в минералах будем условно называть неравновесным, хотя в физической химии этот термин используется несколько в ином смысле.

канитов, соответствующих наибольшей степени дифференциального плавления мантии.

Вторая задача решается прослеживанием изменения во времени изотопных составов коматиитов и карбонатитов. В случае карбонатитов используются только те изотопные составы, которые характеризуются минимальными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и максимальными $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, поскольку в область равновесного плавления на Sr-Nd мантийной изотопной корреляции попадают щелочные базальты только с такими характеристиками. Тренды, соответствующие изменению изотопного состава Sr и Nd в главном мантийном резервуаре Земли (MMR)¹, выявляемые по коматиитам и карбонатитам, представлены на рис. 1. Искривление тренда в Sm-Nd систематике определенно свидетельствует о том, что состав главного мантийного резервуара Земли не остается неизменным, а прогрессивно истощается в отношении более некогерентного и литофильного самария. Особенно интенсивно это истощение происходит в течение последних 2,5 млрд лет.

При экстраполяции того же тренда в Rb-Sr систематике ко времени образования Земли выясняется, что он не приходит в BABI, и, следовательно у соответствующего ему резервуара есть предыстория. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в MMR по сравнению с BABI оказывается на 0,001 выше. Если на основе такой радиогенной добавки и Rb/Sr в хондритовом однородном резервуаре CHUR рассчитать то время, которое необходимо для ее возникновения, получится 70 млн лет. Это означает, что если Земля действительно имела первоначально хондритовый состав, то MMR возник из CHUR через 70 млн лет после ее образования. Этот вывод находится в соответствии с оценкой Стаудахера и Аллегра [15]. Они показали, что возраст мантийного резервуара, продуцирующего MORB, в которых устанавливается избыток ^{129}Xe , всего на 50–70 млн лет меньше возраста метеоритов, т.е. близок к 4,5 млрд лет.

Важнейшим в рамках модели неравновесного дифференциального плавления является вопрос о времени, начиная с которого изотопные системы минералов в мантийном субстрате перешли из открытого состояния в закрытое, после чего появилась возможность плавления без гомогенизации изотопов. Судя по Sm-Nd изотопной систематике, такая возможность существовала всегда, но особенно активно неравновесное дифференциальное плавление стало проявляться в последние 1,6–1,8 млрд лет. Это также отчетливо видно по преобладанию Pb-Pb мантийных изохрон с возрастом около 1,6 млрд лет.

Здесь следует подчеркнуть преимущества Pb-Pb изотопной системы при формировании изотопных зависимостей типа мантийных изохрон. Эта система оказывается единственной, которая "нечувствительна" как к частичной гомогенизации субстрата (гомогенизация не нарушает изохронности, а лишь уменьшает "растяжку" изохроны), так и к магматической дифференциации расплавов после их отделения от исходного субстрата. В итоге Pb-Pb мантийные изохроны при геохимической замкнутости и одновозрастности минералов мантийного вещества значительно лучше рубидий-стронциевых или самарий-неодимовых сохраняют линейную зависимость, а стало быть, и наиболее точно отражают возраст соответствующих им событий в

¹MMR – Main mantle reservoir

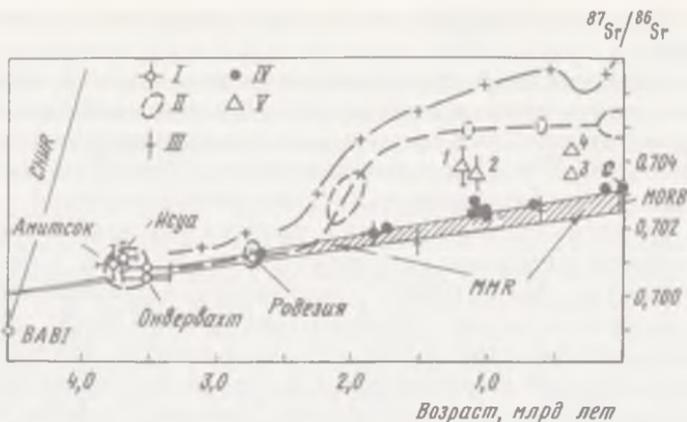


Рис. 1. Рубидий-стронциевая систематика и определение современного изотопного аналога главного мантийного резервуара Земли (MMR) по начальным изотопным составам стронция в карбонатах и коматиитах

I — начальные изотопные составы стронция в геологических объектах, соответствующих в системе (компиляция [3]) опубликованным данным; II — максимумы плотности распределения начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах (соединены пунктиром) по данным статистической обработки 400 изохронных параметров [2]; III — наиболее низкие начальные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах моложе 2,0 млрд лет из той же выборки, что и II; IV — карбонаты, трассирующие тренд MMR (диаметр знака соответствует погрешности 2σ) по [6], при этом С — среднее по 42 карбонатам по [4]; V — щелочные породы и карбонаты, предположительно неравновесно выплавленные или контаминированные коровым материалом; 1, 2 — щелочные породы Онтарио, Канада [6], 3 — щелочные породы Хибинского и Ловозерского массивов и карбонаты Кавдорского, 4 — карбонаты Хибинского массива, Кольский полуостров, СССР (по данным автора); зона составов MMR — заштрихована

мантии. Согласно обсуждаемой модели, этот возраст фиксирует время последней гомогенизации минералов, слагающих MMR, и последующее снижение температуры в недрах до того критического уровня, при котором обмен изотопами между минералами прекратился.

В то же время при обсуждении геохронометрического смысла этих мантийных изохронных датировок и причин разброса точек возле соответствующих им изохрон выявляется новый интересный аспект интерпретации изотопно-геохимических данных. Дело в том, что с позиций появления без полной гомогенизации изотопов высокая однородность субстрата требует хорошего усреднения вещества мантии, а это предполагает его активное перемешивание. Однако разные углы наклона мантийных изохрон, отвечающие разным древним возрастам, определяют диаметрально противоположное требование — длительное сохранение изотопных, а следовательно, по видимому, и химических макронеоднородностей мантийного вещества, которые консервируются в разных частях мантийного резервуара в разное время. Казалось бы, что такие требования взаимно исключают друг друга. В действительности альтернатива оказывается мнимой. Для того чтобы убедиться в этом необходимо рассмотреть возможные типы текстур мантийного вещества, возникающие в процессе конвективного смешения коры и мантии, которое происходит в зонах субдукции океанических плит. Очевидно, что дезинтеграция смешиваемых компонентов и их усреднение

на уровне отдельных минеральных зерен крайне маловероятна. Скорее всего, даже при активном смешении будут возникать мегатакситовые текстуры, близкие по морфологии к флюидалным текстурам обсидиановых стеклов. Причем прослои одного пластичного вещества в другом будут сохраняться практически при любой степени пластических деформаций.

Огромные размеры блоков вещества коры и мантии, вовлекаемых в смешение, позволяет предполагать, что масштабы неоднородностей на порядки превосходят тот сантиметр, который положен в основу расчета времени, обеспечивающего сохранность изотопных минералов в работе Снерингера с соавт. [14]. Соответственно многократно возрастает и вероятность плавления без полной гомогенизации изотопов в веществе субстрата.

Конвективное перемешивание обеспечивает однородность смеси на уровне макрообъемов в целом, что и проявляется в идентичности изотопного состава вулканитов при высокой степени плавления. В то же время при дифференциальном плавлении смесей мантийного вещества с древнокоровым могут возникать псевдоизохронные зависимости. Качество таких изохрон смешения будет зависеть от химического и возрастного разнообразия составных частей корового компонента, от эффективности его смешения с мантийным компонентом, интенсивности пластических деформаций в мантии и от степени геохимической замкнутости пространственно разобщенных прослоев корового и мантийного вещества.

Обсуждаемая неоднородность вещества мантии может проявляться в изотопных эффектах на благородных газах и в возникновении корреляционных зависимостей типа $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для этого достаточно, чтобы прослои корового вещества сохраняли свою изотопную индивидуальность как по радиогенным изотопам, так и по нерадиогенным. Специфика изотопного состава таких элементов, как кислород, сера, углерод и др., в коровом веществе — явление обычное, поскольку эффективное необратимое разделение изотопов легких элементов — типичный процесс как при формировании глубоководных осадков, так и при гидротермальном изменении вулканитов, слагающих океаническую плиту.

Согласно такой модели, закономерное обогащение вышлавков, соответствующих низкой степени дифференциального плавления мантийного вещества, изотопами ^3He и ^{129}Xe [15] означает, что первоочередному плавлению подвергается мантийный компонент, в котором сохранились ювенильные газовые составляющие.

Таким образом, предлагаемая модель является моделью однородного вещества главного мантийного резервуара Земли на уровне тех макрообъемов, которые вовлекаются в плавление, и в то же время она является моделью, в которой химическая и изотопная гетерогенность этого вещества на уровне локальных неоднородностей, возникающих в процессе смешения вещества коры и мантии, способны обеспечить появление изотопных корреляционных зависимостей при дифференциальном плавлении. С позиций такого подхода преобладание среди мантийных изохронных возрастов значения в 1,6 млрд лет и относительная редкость более древних датировок являются следствием двух причин: 1) более интенсивного перемешивания мантийного вещества на ранних стадиях развития системы кора—мантия и 2) отсутствием на ранних этапах контрастности в составе смешиваемых компонентов, что связано с недостаточно эффективной

дифференциацией вещества в коровом резервуаре и с эмбриональным развитием гранитного слоя.

В заключение можно обрисовать модель эволюции системы кора—мантия, которая в самых общих чертах намечается при учете изотопных эффектов, связанных с неравновесным дифференциальным плавлением. В ее основу положены те же геодинамические представления, которые определяются с позиций изотопно-геохимического подхода при исследовании природы мегациклического проявления эндогенной активности и которые в свое время были использованы при построении аналогичной модели для условия равновесного плавления [2, 3].

Итак, через 50–70 млн лет после формирования Земли исходное вещество планеты (возможно CHUR) преобразуется в MMR с существенно меньшим Rb/Sr, большим U/Pb и почти неизменным Sm/Nd отношениями. Одновременно возникает комплементарное ему ядро, в котором концентрируются дефицитные для MMR калий, свинец и рубидий. Вероятнее всего, к возрасту 4,5 млрд лет формируется не все ядро и MMR сохраняет возможность его "доразвивать". Продолжающийся рост ядра и определяемое им появление всплывающего легкого материала в нижней мантии приводят к выделению потенциальной энергии и к конвективной энергетической разрядке недр планеты. В ходе такой разрядки и конвективного перемешивания вещества происходит дифференциация мантии и формирование континентальной земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А.* Распространенность благородных газов в мантии Земли и ее дегазация//Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по пробл. "Дегазация Земли и геотектоника". М.: Наука, 1985.
2. *Пушкарев Ю.Д.* Геохимия изотопов стронция, свинца и неодима в связи с эволюцией системы кора—мантия//Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983.
3. *Пушкарев Ю.Д.* Щелочные интрузии и карбонатиты как изотопные аналоги горячих пятен на континентах//Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.
4. *Фор Г., Пауэл Дж.* Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974.
5. *Basu A.R., Murthy W.R.* Ancient lithospheric leucolite in alkali basalt from Baja California//Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 73. P. 306–316.
6. *Bell K., Blenkinsop J., Gole T., Menagh D.* Evidence from Sr isotopes for long-lived heterogeneities in the upper mantle//Nature. 1982. Vol. 298. P. 250–253.
7. *Del Monte M., Giordani P.* Crustality index and strontium isotopes//Giorn. geol. 1973. Vol. 39. P. 321–331.
8. *De Paolo D., Wasserburg G.J.* Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ //Geophys. Res. Lett. 1976. Vol. 3. P. 743–746.
9. *Kudo A.M., Brookin S.D., Laughlin A.W.* Sr isotopic disequilibrium in leucolites from the Puerco Necks, New Mexico//Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. Vol. 15. P. 291–295.
10. *Leggo P.J., Hutchison R.* A Rb-Sr isotope study of ultramafic xenoliths and their basaltic host rocks from the Massif Central, France//Ibid. 1968. Vol. 5. P. 71–75.
11. *O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* Petrogenetic significance of isotope and trace element variations in volcanic rocks from the mid-Atlantic//J. Petrol. 1974. Vol. 15. P. 603–634.
12. *Pin C.* Old inherited zircons in two synkinematic variscan granitoids: the "the granite du Pinet" and "Orthognises de Marvejols"//Neues Jb. Mineral. Abh. 1981. Bd. 142. S. 27–48.
13. *Pushkar P., McBirney A.R., Kudo A.M.* The isotopic composition of strontium in Central American ignimbrites//Bull. volcanol. 1972. Vol. 35. P. 265–294.
14. *Sneeringer M., Hart S.R., Shimizu N.* Strontium and samarium diffusion in diopside//Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 48. P. 1589–1608.

15. *Staudacher T., Allegre C.* Terrestrial xenology//Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60. P. 389–406.
16. *Stuber A.M., Ikramuddin M.* Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium ultramafic nodule minerals and host basalts//Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38. P. 207–216.
17. *Albarede F., Brouxel M.* The Sm-Nd secular evolution of the continental crust and the depleted mantle//Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 82. P. 25–35.

УДК 550.93

Е.В. Бибикова, И. Вильямс, У. Компстон

**ВОЗМОЖНОСТИ
ЛОКАЛЬНОГО ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА ЦИРКОНОВ
НА ИОННОМ МИКРОЗОНДЕ
В РАСШИФРОВКЕ РАННЕЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ
(на примере новопавловского комплекса)
Украинского щита)**

Наше понимание геологических процессов, протекающих в ранней истории Земли, базируется главным образом на данных по тектоническому положению и геологическому строению, петрологии и составе древнейших формаций. Исключительную важность в силу этого приобретает прецизионное изотопное датирование раннедокембрийских образований, надежно устанавливающее их действительную принадлежность к ранней коре Земли.

Одним из наиболее перспективных методов для датирования геологических процессов в раннем докембрии является U-Pb изотопный метод по акцессорным цирконам пород. Он успешно применяется для расшифровки временной эволюции гранит-зеленокаменных регионов раннего докембрия [2]. В то же время полиметаморфическая природа большинства древнейших высокометаморфизованных регионов, ведущая к неоднократному нарушению U-Pb изотопных зависимостей в акцессорных цирконах, препятствует извлечению корректной возрастной информации из анализа U-Pb изотопных зависимостей в акцессорных цирконах.

В последние годы продемонстрированы большие возможности в U-Th-Pb изотопном датировании акцессорных цирконов сконструированного в Австралийском национальном университете проф. У. Компстоном [8, 9] ионного микрозонда SHRIMP, сочетающего высокую чувствительность и разрешение с локальностью (30 мкм) анализа. На этом приборе удалось выявить отдельные детритовые зерна цирконов возрастом выше 4,2 млрд лет в метаосадочных породах верхнеархейского зеленокаменного пояса блока Илгарн в Западной Австралии [7] и более 3,9 млрд лет для ранней генерации акцессорных цирконов из ортогнейсов Земли Эндерби в Ан-

тарктиде [6]. Обнаружение корового вещества возрастом древнее 4,0 млрд лет имеет огромное научное значение для понимания процессов зарождения земной коры.

В статье будут рассмотрены результаты исследования U-Th-Pb изотопной системы акцессорных цирконов из древнейших пород Украинского щита на ионном микрозонде (SHRIMP) в Австралийском национальном университете. Предварительно все цирконы были изучены традиционным U-Pb изотопным методом в ГЕОХИ АН СССР. Результаты анализа установили их принадлежность к образованиям раннего архея [4].

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Методика U-Th-Pb изотопного анализа на SHRIMP (чувствительный вторично-ионный масс-спектрометр высокого разрешения) детально рассмотрена в [8, 9]. Тщательно отобранные зерна циркона, запрессованные в эпоксидной смоле, полируются до вскрытия центральных зон кристаллов.

Первичный ионный пучок отрицательно заряженных ионов кислорода (O_2^-) энергией в 11 кВ фокусируется на поверхности выбранной области зерна циркона. Выбиваемые из точки диаметром 30–40 мкм вторичные ионы анализируются счетчиком ионов при разрешении 7000, что препятствует значительным изобарным перекрытиям. Последовательно измеряются пики Zr_2O^+ , $^{204}Pb^+$, фон, $^{206}Pb^+$, $^{207}Pb^+$, $^{208}Pb^+$, $^{238}U^+$, ThO^+ , UO^+ . Изотопный состав свинца измеряется непосредственно и не исправляется на эффект дискриминации масс, который весьма незначителен. Концентрация элементов и межэлементные отношения устанавливаются относительно стандарта, в качестве которого выбран циркон Шри-Ланка возрастом 555 млн лет с конкордатными изотопными возрастами и почти постоянным (в пределах 20%) содержанием урана. Точность измерения изотопных отношений свинца определяется почти исключительно статистикой счета и составляет $\pm 0,2\%$, величина отношения $^{206}Pb/^{238}U$ измеряется с точностью менее 2%.

Древнейшие образования Украинского щита, объединенные в аульскую серию, представляют собой фундамент хорошо документированных геологическими и геохронологическими методами позднеархейских зеленокаменных поясов возрастом 3,2–3,0 млрд лет. Ортогнейсы, включающие тела гранитизированных основных пород, принадлежащих аульской серии, обнажаются в Среднем Приднпровье. Ортогнейсы, подобные аульским, вскрыты недавно скважинами опорного бурения в центральной части Орехово-Павлоградской шовной структуры, разделяющей Приднпровский и Приазовский блоки кристаллических пород, от которых она отделена глубинными разломами, по геофизическим данным уходящими в верхнюю мантию [5].

Древнейший комплекс, названный новопавловским, представлен ультрабазит-базитовой ассоциацией пород, сохранившейся в виде включений среди ортогнейсов преимущественно тоналитового состава. Ультраосновная группа пород включает пироксениты, перидотиты и их измененные разновидности вплоть до флогопитов, которые составляют около 8% разреза. Основные породы – амфиболиты и кристаллические сланцы составляют – 25%, железистые породы – 6%. Основная часть разреза – около 60% –

ортогнейсы, мигматиты, гранитоиды. По результатам петрографического и микрозондового изучения породы новопавловского комплекса испытали минимум два этапа метаморфических преобразований. По P - T -условиям ранний этап был близок к пограничным условиям амфиболитовой и гранулитовой фации. Поздний этап протекал в условиях амфиболитовой фации [1].

Новопавловский комплекс пород залегает среди гнейсов и кристаллических сланцев позднеархейской западноприазовской серии, измененной гранитами днепровского типа с образованием плагиомигматитов. Повторная гранитизация, затронувшая и залегающую выше нижнепротерозойскую центральноприазовскую серию вулканогенно-осадочных пород, связана с гранитами приазовского комплекса (1,9 млрд лет).

Взгляды на тектоническое положение новопавловского комплекса весьма противоречивы. Ультраосновная—основная часть комплекса включалась долгие годы в нижнепротерозойскую серию пород. Только исключительно высокие значения изотопного возраста [4], полученные традиционным методом исследования для акцессорных цирконов из различных пород комплекса, привели к необходимости пересмотра его стратиграфического положения. По современным представлениям [5], новопавловский комплекс разбит на целый ряд тектонических пластин, перемежающихся с образованиями западноприазовской серии. Внутреннее строение тектонических чешуй обусловлено разнообразием исходных пород, а также неоднократно повторяющимися процессами гранитизации, ультраметаморфизма, метаморфизма и метасоматоза, а также тем, что район находится в зоне повышенной тектонической активности, связанной с Орехово-Павлоградским разломом. Близость петрографического и химического состава ранне- и позднеархейских формаций делает невозможным их расчленение без геохронологических данных.

Нами были исследованы традиционным U - Pb изотопным методом акцессорные цирконы из тоналитов и заключенных в них ультрабазитов из двух серий скважин, расположенных по разные стороны от локальной зоны разлома (рис. 1). На севере — это гиперстенсодержащий плагиогранит (18106а) и пироксенит (15516), взятые из скважин 3, 61. На юге (скв. 86) — тоналитовый гнейс (15532) и два включения пироксенита (29855, 29833).

Ультрабазиты представляют собой крупнозернистые массивные породы с дупироксеновой ассоциацией орто- и клинопироксена, осложненной наложенной минерализацией в виде новообразованного амфибола тремолит-актинолитового состава по клинопироксену, и флогопита. Плагиоклаз среднего состава присутствует в незначительном количестве. В пироксените 15516 только реликты пироксенов могут быть различимы. По результатам исследования изотопного состава кислорода пироксенитов в них отсутствует изотопное равновесие между минеральными составляющими. Pt - Px система дает температуру равновесия $720^{\circ}C$, совпадающую с данными других методов. Флогопит находится в неравновесном состоянии, что согласуется с представлением о его более позднем образовании в породе.

В шлифах видна приуроченность циркона к зонам трещиноватости, среди вторичных минералов он имеет явно реликтовый характер (рис. 2). Четко различимы две разновидности минерала. Большинство зерен представлены относительно крупными (до 1–2 мм) темно-коричневыми, почти черными,

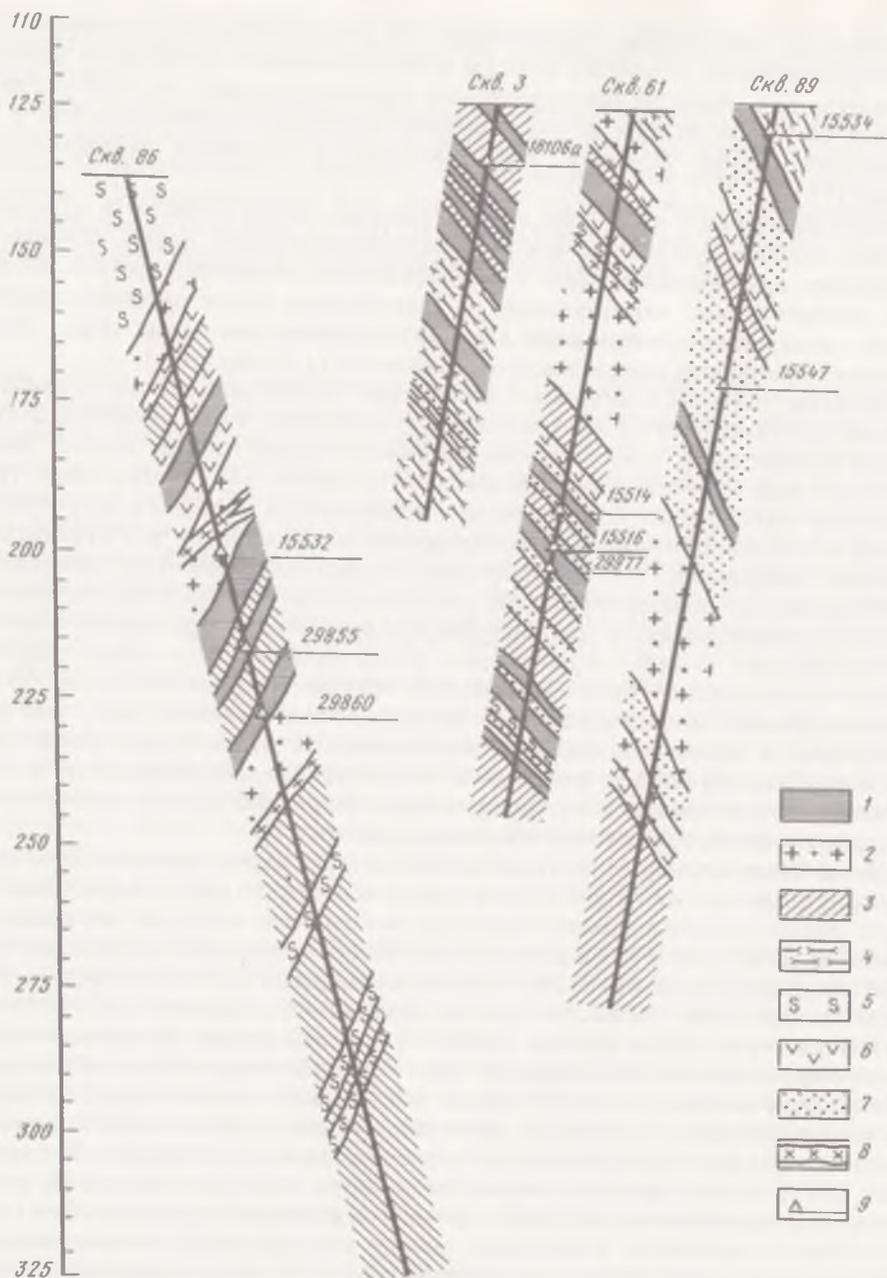


Рис. 1. Геологические колонки скважин Новопавловского района

Новопавловский комплекс: 1 — пироксениты, перидотиты; 2 — плагиограниты тоналитового ряда; 3 — эндрбиты; 4 — плагиогнейсы; 5 — серпентиниты; 6 — габбро-амфиболиты; 7 — плагоклазиты; 8 — аплиты; 9 — номера геохронологических проб

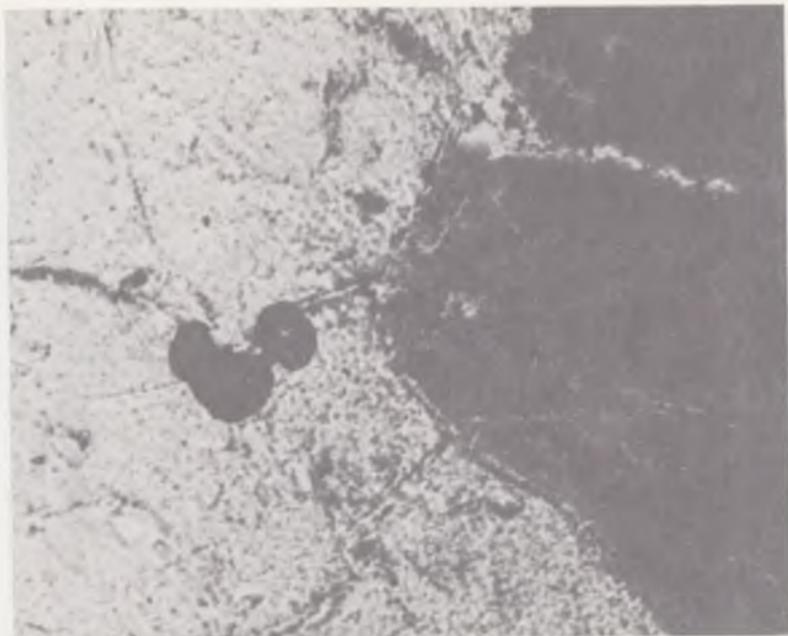


Рис. 2. Положение акцессорных цирконов в пироксените 29855, увел. 50

кристаллами, короткопризматического габитуса. Видно сложное внутреннее строение с обилием микровключений большей частью породообразующих минералов (рис. 3, А). Вторая разновидность — прозрачные, светлоокрашенные зерна, незональные (рис. 3, Б). Результаты микрозондового исследования демонстрируют обогащенность первой разновидности гафнием, ураном, редкоземельными элементами (рис. 4). В первой разновидности микрозондом подтверждается наличие включений породообразующих минералов, содержащих Si, Al, Mg, Ca, Fe, K, Na, что предполагает метасоматический генезис этой генерации циркона.

Ортогнейсы. Тоналит (15532) представляет собой среднезернистую разнгейсованную породу, состоящую из олигоклаза, кварца, микроклина, биотита. В акцессорных количествах присутствуют гиперстен, роговая обманка, апатит, циркон. Эндербит (18106а) — среднезернистая порода с массивной текстурой. Минеральный состав — плагиоклаз, кварц, пироксен (5%), в незначительных количествах присутствуют биотит, роговая обманка, микроклин. Акцессорные — апатит, циркон, магнетит. Микрозондовый анализ пироксенов из эндербита свидетельствует о выдержанном составе. Железистость варьирует в узких пределах — в ортопироксене 52–53%, в клинопироксене 35–37%. Температура равновесия по двупироксеновому геотермометру составляет 720°С [1].

Среди акцессорных цирконов в обеих пробах гранитоидов преобладают субидiomорфно-призматические кристаллы серовато-коричневого цвета размером до 0,3 мм при удлинении 2,0–3,0. Блеск тусклый, прозрачность слабая. Несмотря на сглаженность форм четко диагностируется принадлежность кристаллов гиацинтового габитусу. Отчетливо проявлены зоны роста

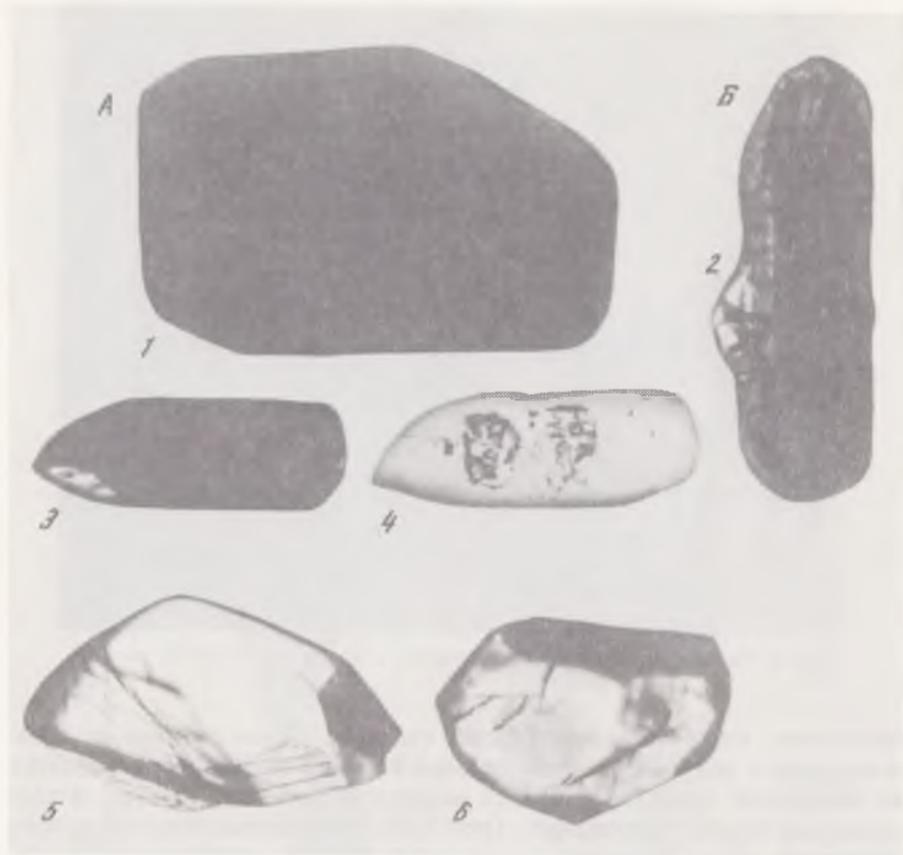


Рис. 3. Морфологические типы акцессорных цирконов в пироксенитах

А — ранняя генерация: 1 — 29855, зерно 5, 2-5-29833; 2 — зерно 1; 3 — зерно 2; 4 — зерно 6, отраженный свет, увел. 200; Б — поздняя генерация: 5 — зерно 7; 6 — зерно 8

(рис. 5, А). Часто наблюдается двухфазное строение, с розовыми прозрачными внешними зонами. В тоналите в небольшом количестве присутствуют бурые непрозрачные зерна, характерные для пироксенитов, а также прозрачные, незональные кристаллы с высоким двупреломлением (рис. 5, Б).

Гетерогенность акцессорных цирконов затрудняла их изотопно-геохронологическое исследование традиционным U-Pb методом. Тем не менее целый комплекс исследований, включающий анализ единичных зерен, монофракций, приемы селективного разделения, позволил нам установить некоторые возрастные этапы эволюции U-Pb изотопной системы в цирконах, приведенные на рис. 6. Изотопный возраст акцессорных цирконов в тоналите по дискордии, построенной для единичных зерен, оказался равным $3,56 \pm 0,15$ млрд лет, в пироксените — $3,65 \pm 0,20$ млрд лет. Эти два значения совпадают в пределах большой погрешности за счет значительного разброса экспериментальных точек на диаграмме. Для эндербита получено несколько меньшее значение возраста — $3,4 \pm 0,15$ млрд лет [1].

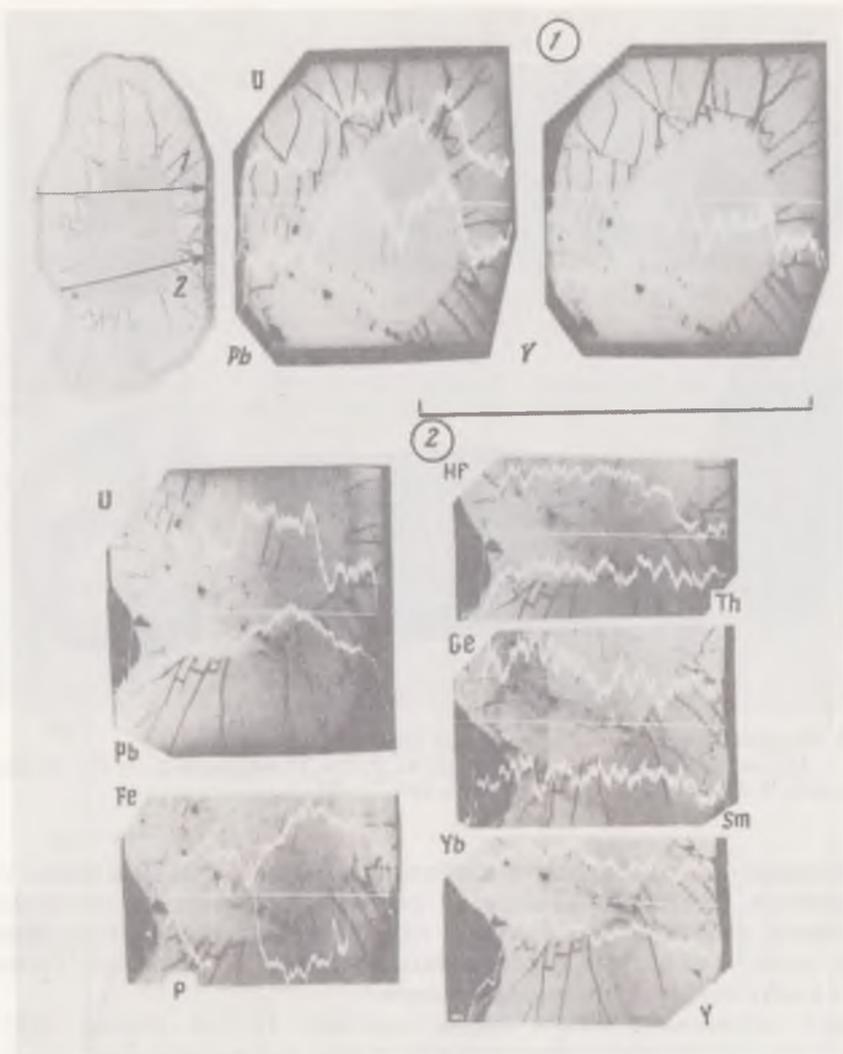


Рис. 4. Микронзондовое исследование акцессорных цирконов из пироксенита 15516 (профили 1, 2)

Время протекания процессов метаморфизма гранулитовой фации оценено в 2,88 млрд лет по U-Pb изотопной системе акцессорных цирконов из глиноземистых гнейсов. Изотопный возраст в 3,6 млрд лет для времени становления тоналитов был подтвержден нами Sm-Nd изотопным методом [3]. K-Ar метод в классическом варианте, и метод $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датируют последнее значительное термальное событие около 1,9 млрд лет назад.

Несмотря на такое детальное геохронологическое исследование пород комплекса, целый ряд проблем оставался не решенным. Это в первую очередь возраст ультраосновных пород – одновозрастны они или древнее вмещающих ортогнейсов. Это временное соотношение гранулитового

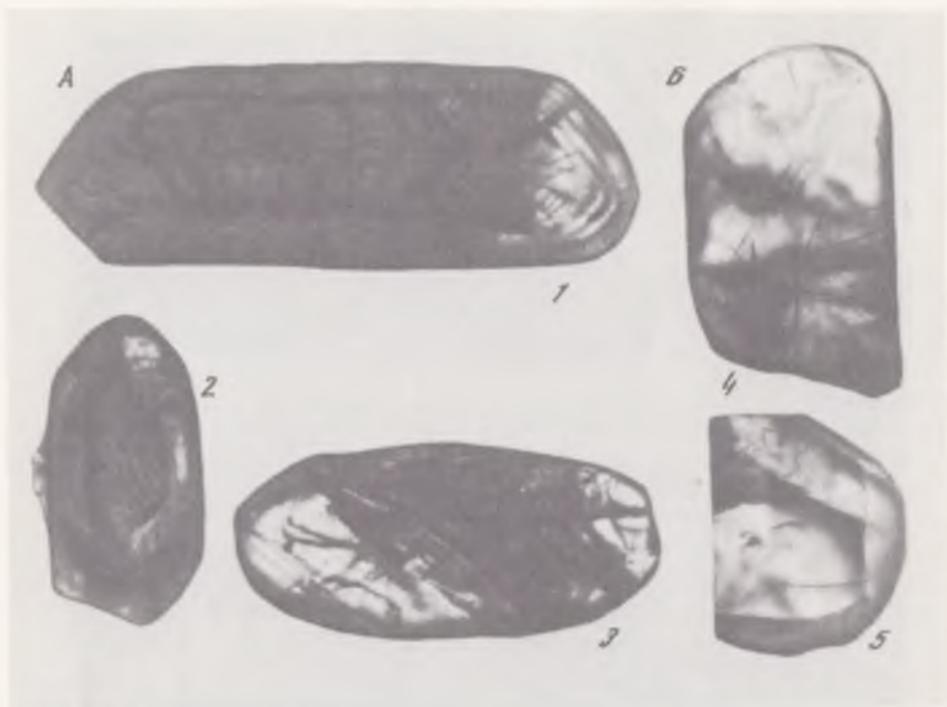


Рис. 5. Морфологические типы аксессуарных цирконов в гранитоидах

А — ранняя генерация: 1 — 15532, зерно 4; 2, 3 — 18106, зерно 2, 3; Б — поздняя генерация: 4, 5 — 15532, зерна 10, 11, увел. 200

метаморфизма и диафореза амфиболитовой фации. Мы надеялись, что локальность изотопного анализа на ионном микрозонде, позволяющая датировать различные зоны внутри цирконов, даст возможность более точно установить возраст определенных процессов — первичного становления и метаморфических преобразований.

Было исследовано четыре пробы цирконов (15532, 18106а, 29855, 29833). Результаты анализа представлены в табл. 1–5 и на рис. 7–9.

В пробе циркона из тоналита при их кажущейся гомогенности удалось установить две генерации. Для двух зерен без следов внутренней зональности получен изотопный возраст 2,85 млрд лет. Цирконы характеризовались низкими концентрациями урана и высокой величиной Th/U отношения, характерной для "гранулитовых" цирконов. Для всех остальных зерен циркона вне зависимости от исследованной зоны (кажущееся ядро, оболочка или внутренняя часть зерна) можно рассчитать единую дискордию с пересечениями $3,67 \pm 0,05$ и $1,98 \pm 0,3$ млрд лет. В ряде случаев внутренние части цирконов оказывались более нарушенными, чем внешние. Наблюдаемая на некоторых цирконах скорлупообразная оболочка представляет собой не позднее обрастание, а перекристаллизованную внешнюю зону. В ней, как правило, значительно меньше урана и тория, но соотношение этих элементов сохраняется.

Ультрабазит 29855 был представлен лишь одним кристаллом циркона.

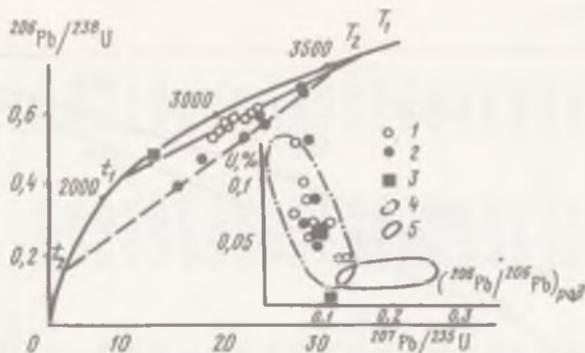


Рис. 6. U–Pb возраст и геохимические особенности акцессорных цирконов из ультрабазитов (1), тоналитов (2) и габбро (3) новопавловского комплекса Украинского щита

4 – поле "тоналитовых" цирконов; 5 – поле "вулканических" цирконов; T_1 – $3,65 \pm 0,15$ млрд лет; T_2 – $3,56 \pm 0,15$ млрд лет

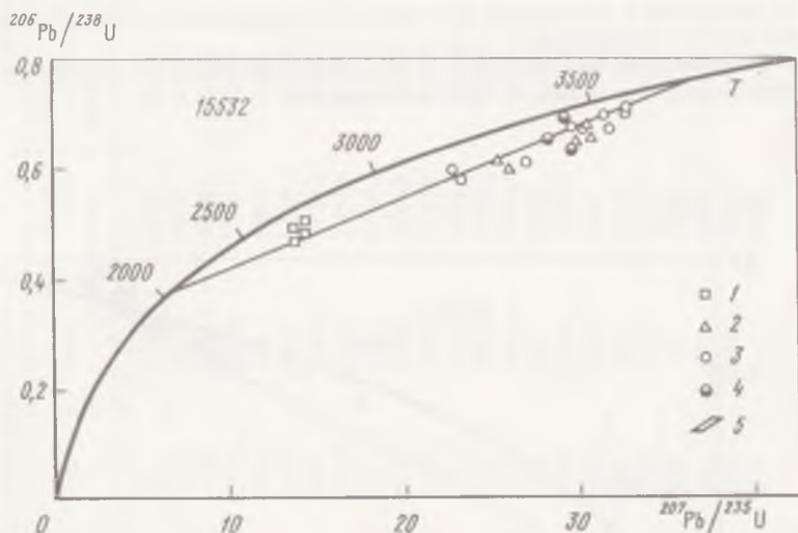


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из плагиогнейса 15532 (данные ионного микрозонда)

1 – поздняя генерация циркона; 2–4 – ранняя генерация: 2 – край зерна, 3 – внутренние зоны, 4 – ядра; 5 – ошибка; T – 3670 ± 50 млрд лет

Значения изотопного возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в четырех точках этого кристалла колебались в пределах 3,64–3,58 млрд лет, что говорит о синхронности образования циркона в ультрабазите становлению тоналитов. Наиболее интересными оказались акцессорные цирконы в ультрабазите 29833. Около 20% циркона в этой пробе составляет циркон поздней генерации – прозрачные светлоокрашенные зерна. Изотопный возраст этой генерации, измеренный на ионном микрозонде, оказался равным

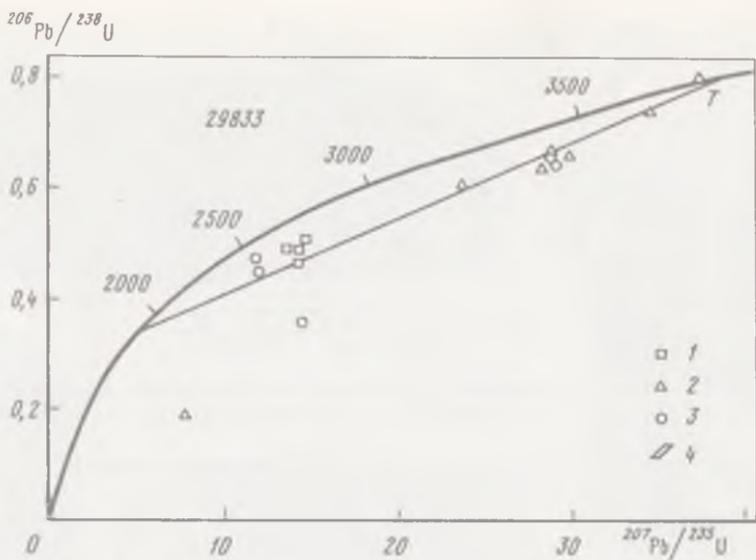


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для аксессуарных цирконов из ультрабазита 29833 (данные ионного микрозонда)

1 — поздняя генерация циркона; 2–3 — ранняя генерация: 2 — внутренние зоны, 3 — обрастания; 4 — ошибка; T — 3680 ± 60 млрд лет

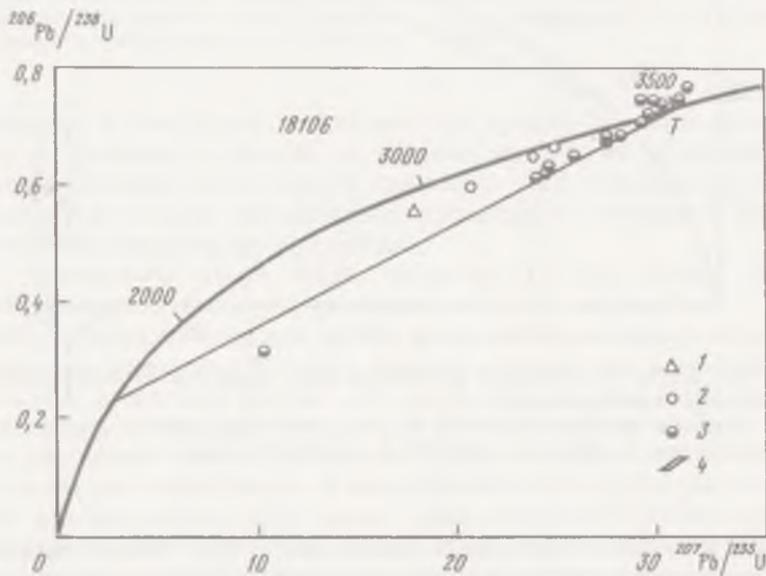


Рис. 9. Диаграмма с конкордией для аксессуарных цирконов из андезита 18106 а (данные ионного микрозонда)

1 — обрастания; 2 — край зерен; 3 — внутренние зоны; 4 — ошибка; T — 3465 ± 10 млрд лет

Таблица 1

Изотопный анализ циркона из тоналита 15532 новопавловского комплекса Украинского щита

№ зерна	Зона	Содержание, ppm			Изотопные отношения*					Возраст, млн лет ^{207}Pb
		U	Th	Pb*	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	
					^{206}Pb	^{206}Pb	^{238}U	^{235}U	^{232}Th	^{206}Pb
1-1	Край	173	33	131	2067	0,106	0,6624	29,36	0,0369	3577
1-2	Центр	1850	493	1539	8809	0,068	0,6957	30,81	0,1788	3576
2-1	Край	528	140	423	3360	0,071	0,6646	30,28	0,1801	3619
2-2	Центр	1510	375	1294	2577	0,053	0,7219	32,49	0,1559	3601
2-3	Ядро	663	221	525	6400	0,092	0,6574	27,88	0,1819	3509
2-4	Ядро	598	163	469	6128	0,078	0,6481	29,11	0,1870	3597
3-1	Ядро	1402	487	1161	25297	0,092	0,6895	28,85	0,1832	3488
3-2	Центр	2319	1120	2121	14943	0,123	0,7354	32,58	0,1882	3576
4-1	Край	467	25	352	6758	0,016	0,6569	28,74	0,1976	3559
4-2	Центр	1200	422	1020	24690	0,092	0,6980	31,09	0,1830	3584
4-3	Центр	1512	533	1239	25246	0,093	0,6780	29,13	0,1784	3529
5-1	Ядро	165	35	127	1881	0,0562	0,6449	29,13	0,1732	3606
5-2	Центр	548	165	406	7334	0,079	0,6201	26,55	0,1670	3523
6-1	Край	1040	260	851	9843	0,068	0,6852	30,06	0,1876	3561
9-1	Измен.	1219	124	859	8785	0,026	0,6207	25,08	0,1609	3434
10-1	Новое	304	230	179	3737	0,214	0,4837	13,51	0,1372	2847
11-2	Новое	226	189	135	1117	0,219	0,4887	13,12	0,1284	2783
12-1	Новое	333	289	212	5616	0,200	0,5139	14,20	0,1426	2830
11-2	Новое	339	313	208	1232	0,245	0,4930	13,64	0,1310	2832
12-1	Измен.	262	104	184	1898	0,103	0,5921	22,54	0,1530	3341
13-1	Измен.	998	98	522	5086	0,027	0,4727	16,92	0,1308	3244
14-1	Центр	546	149	452	5520	0,074	0,6875	30,86	0,1865	3596
16-1	Центр	694	195	562	4425	0,074	0,6764	29,48	0,1799	3551

*Здесь и в табл. 2-5 — радиогенные.

Примечание. Поправка: 204/206 — 0,08823; 207/206 — 1, 16212; 208/206 — 2, 75203.

Таблица 2

Изотопный анализ цирконов из ультрабазита 29855 новопавловского комплекса Украинского щита

№ зерна	Зона	Содержание, ppm			Изотопные отношения					Возраст, млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
		U	Th	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	
4-1	Оболочка	166	91	95	566	0,140	0,5100	12,38	0,1295	2616
4-2	Край	755	183	457	2689	0,058	0,5555	15,94	0,1336	2892
4-3	Центр	695	297	483	6963	0,116	0,5969	19,39	0,1617	3091
5-1	Центр	741	227	651	9013	0,080	0,7281	32,24	0,1929	3575
5-2	Центр	973	235	1180	5888	—	0,7033	28,99	—	3465
5-3	Центр	1087	266	1029	19153	0,063	0,7878	36,21	0,2041	3633
5-4	Центр	999	314	903	5752	0,081	0,7444	33,93	0,1918	3620
6-1	Перекрест.	277	165	207	1921	0,152	0,6144	21,82	0,1569	3232
6-2	Оболочка	184	147	112	2214	0,224	0,4989	13,33	0,1395	2774
7-1	Перекрест.	905	282	676	8616	0,083	0,6455	23,22	0,1723	3252
8-1	Центр	856	128	744	3387	0,049	0,7391	32,30	0,2421	3555
9-1	Перекрест.	295	230	218	2613	0,207	0,5922	19,74	0,1575	3132

Примечание. Поправка: 204/206 — 0,8640; 207/206 — 1,15776; 208/206 — 2,71320.

Таблица 3

Изотопный анализ циркона из ультрабазита 29833 новопавловского комплекса Украинского щита

№ зерна	Зона	Содержание, ppm			Изотопные отношения					Возраст млн лет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
		U	Th	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	
1-1	Оболочка	173	119	94	450	0,163	0,4700	11,74	0,1111	2663
1-2	Край	740	75	550	2421	0,022	0,6412	28,68	0,1414	3561
1-3	Центр	2826	335	2638	41736	0,029	0,7921	37,21	0,1954	3666
1-4	Центр	3110	330	2714	9895	0,030	0,7431	34,32	0,2113	3640
2-1	Край	405	76	170	2104	0,073	0,3576	14,47	0,1389	3436
2-2	Центр	508	132	404	1456	0,063	0,6677	29,69	0,1621	3582
3-1	Край	214	57	164	2083	0,064	0,6421	28,44	0,1540	3576
3-2	Центр	638	140	478	3622	0,056	0,6331	27,95	0,1627	3571
4-1	Центр	952	186	224	911	0,091	0,1991	7,76	0,0928	3379
5-1	Центр	703	39	535	2818	0,019	0,6639	28,66	0,2202	3536
6-1	Оболочка	77	51	42	761	0,190	0,4516	11,84	0,1313	2744
6-2	Центр	663	71	454	8054	0,029	0,6067	23,65	0,1627	3378
7-1	Новое	97	128	65	979	0,370	0,4957	14,13	0,1384	2881
8-1	Новое	138	188	97	2051	0,384	0,5131	14,56	0,1441	2873
9-1	Новое	144	161	91	1210	0,299	0,4928	13,77	0,1314	2848
10-1	Новое	378	170	207	1895	0,124	0,4757	14,11	0,1310	2945

Примечание. Поправка: 204/206 — 0,0864; 207/206 — 1,15776; 208/206 — 2,71320 — 3600 млн лет.
0,07711 1,11080 2,51912 — 2800 млн лет.

Таблица 4

Изотопный анализ циркона из эндербита 18106а новопавловского комплекса Украинского щита

№ зерна	Зона	Содержание, ppm			Изотопные отношения					Возраст млн лет $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
		U	Th	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	
1-1	Ядро	479	43	294	1319	0,029	0,5672	17,93	0,1884	3047
1-2	Центр	1425	194	1053	5182	0,039	0,6464	25,83	0,1868	3417
2-1	Край	229	55	176	625	0,072	0,6628	24,98	0,1978	3326
2-2	Центр	4073	1536	3622	11042	0,102	0,7447	29,31	0,2013	3393
3-1	Ядро	3499	225	2893	14607	0,018	0,7320	29,80	0,2010	3446
3-2	Центр	2873	344	2460	8185	0,032	0,7444	31,24	0,2009	3493
4-1	Край	443	30	317	1573	0,021	0,6449	23,74	0,2021	3228
4-2	Центр	2932	241	2451	8971	0,022	0,7358	30,26	0,1999	3461
5-1	Край	177	15	117	697	0,026	0,5998	20,66	0,1891	3184
6-1	Край	485	50	371	1352	0,028	0,6717	27,42	0,1825	3450
6-2	Центр	2021	594	1053	6206	0,082	0,4469	16,74	0,1252	3315
6-3	Центр	2499	774	913	17540	0,104	0,3168	10,29	0,1059	3090
7-1	Край	1074	89	828	3164	0,028	0,6812	27,56	0,1863	3436
7-2	Центр	1261	95	880	2485	0,018	0,6248	24,15	0,1538	3365
8-1	Центр	1796	209	1450	5215	0,031	0,7043	29,24	0,1861	3476
8-2	Центр	2820	179	2181	9085	0,018	0,6827	28,14	0,1916	3465
9-1	Центр	2704	231	2211	7301	0,023	0,7190	29,66	0,1911	3466
10-1	Центр	1565	345	1351	3799	0,064	0,7379	30,02	0,2159	3445
11-1	Центр	2562	646	2149	6224	0,065	0,7139	29,43	0,1868	3465
12-1	Центр	5122	1977	4753	3347	0,103	0,7689	31,72	0,2055	3466

Примечание. Поправка: 204/206 – 0,08466; 207/206 – 1,15209; 208/206 – 2,67644.

Таблица 5

Изотопный анализ цирконов из ультрабазита 15516 новопавловского комплекса Украинского щита

№ зерна	Зона	Содержание, ppm			Изотопные отношения					Возраст млн лет $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
		U	Th	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	
1-1	Центр	1070	193	842	11684	0,047	0,6883	26,67	0,1800	3369
2-1	Центр	1441	178	1167	18463	0,033	0,7121	28,39	0,1887	3413
3-1	Край	451	68	369	1354	0,047	0,7113	28,13	0,2240	3400
3-2	Центр	1012	207	821	10974	0,054	0,6988	28,52	0,1840	3450
10-1	Край	515	178	413	1908	0,097	0,6785	25,86	0,1910	3343
10-2	Ядро	2291	921	1480	17652	0,108	0,5428	20,65	0,1454	3340
10-3	Центр	1092	192	869	7492	0,046	0,6917	27,67	0,1828	3419
11-1	Центр	1186	203	931	16600	0,045	0,6815	27,51	0,1811	3433
11-2	Центр	1689	237	1371	15984	0,037	0,7120	28,25	0,1899	3406

Примечание. Поправка: 204/206 – 0,8640; 206/207 – 1,15776; 208/206 – 2,71320.

2,9 млрд лет. Для ранней генерации минимальный возраст составляет 3,64 млрд лет — возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в одном из зерен. Изотопный возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет $3,67 \pm 0,05$ млрд лет. Нижнее пересечение дает 1,9 млрд лет. На некоторых зернах датированы обрастания возрастом в 2,7 млрд лет.

Несколько меньший изотопный возраст имеют акцессорные цирконы из эндробита и ультрабазита из скважин северного участка. Локальный изотопный анализ на ионном микрозонде показал для цирконов из эндробита возраст по дискордии $3,46 \pm 0,01$ и $1,35 \pm 0,3$ млрд лет. Интересной является обратная картина дискордантности этих проб — расположение точек выше конкордии на диаграмме с конкордией, что может быть объяснено либо потерей урана, либо добавкой радиогенного свинца к пробе. Цирконы в эндробите характеризуются исключительно высокими содержаниями урана, причем для участков максимально обогащенных этим элементом и наблюдается максимальное удаление точек над конкордией (рис. 10), что требует огромной добавки радиогенного свинца к пробе. Более логично предположить потерю урана некоторыми зонами кристаллов циркона, изоляцию его в самостоятельную минеральную фазу с неполным удалением радиогенного свинца. В случае, если этот процесс имел место в прошлом, произошло бы завышение изотопного возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Для эндробита 18106а процесс изоляции урана, скорее всего, имел место сравнительно недавно. Это находится в согласии как с положением точек на диаграмме с конкордией (см. рис. 9), так и с результатами микрозондового исследования циркона, установившего наличие микровключений урана, не содержащих радиогенного свинца.

Аналогичен возраст и характер дискордантности у циркона из ультрабазита 15516, заключенного в этом эндробите. Интерпретация полученных данных может быть двоякой. В рамках двустадийной модели с одним нарушением U-Th-Pb изотопной системы, возраст эндробитов и наложенной цирконовой минерализации в ультрабазите 15516 — 3,46 млрд лет. Возможна и другая интерпретация. Двукратное нарушение U-Pb изотопной системы: вынос радиогенного свинца 2,7 и (или) 1,9 млрд лет назад, переместивший точки влево вдоль дискордии 3,65–1,9/2,7 млрд лет, и уход урана в современную эпоху, переместивший точки вверх, выше конкордии. В пользу такой интерпретации говорит лишенный геологического смысла возраст 1,3 млрд лет, полученный по нижнему пересечению дискордии с конкордией.

На рис. 11 четко видно геохимическое различие двух типов цирконов. Первая генерация циркона в тоналитах и ультрабазитах содержит, как правило, высокие концентрации урана и тория при низкой величине Th/U отношения. Это же соотношение наследуется перекристаллизованными зонами, где фиксируется самоочищение структуры минерала с потерей радиоактивных элементов. В то же время в метаморфогенной генерации циркона содержания урана исключительно низкие, а величина Th/U отношения высокая, что отвечает параметрам "гранулитовой" генерации циркона.

Таким образом, проведенный нами U-Th-Pb изотопный анализ акцессорных цирконов на ионном микрозонде из различных пород новопавловского комплекса Украинского щита не выявил образований древнее

U, ppm

U, ppm

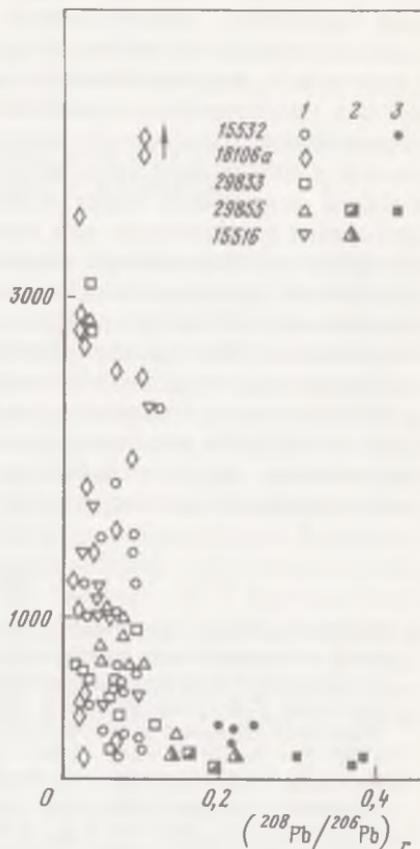
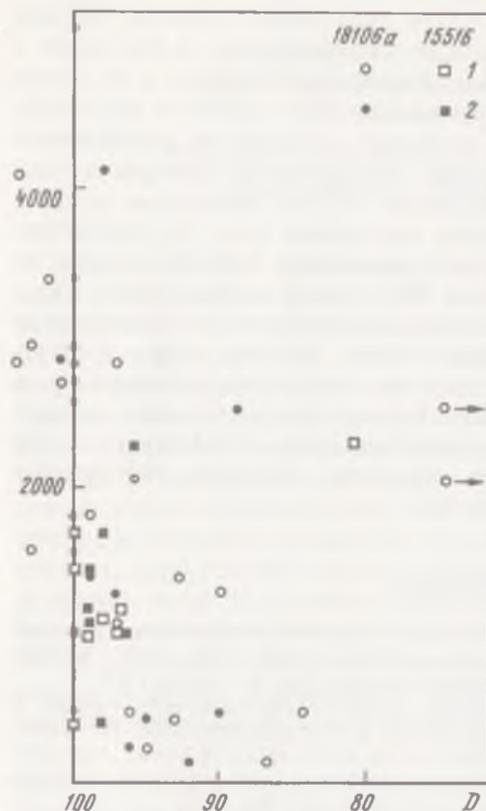


Рис. 10. Зависимость степени дискордантности (D) от содержания урана в цирконах
 1 — $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/T$ по дискордии; 2 — $T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/T$ по дискордии

Рис. 11. Геохимические особенности акцессорных цирконов

1 — магматическая генерация; 2 — "гранулитовая" генерация; 3 — обрастание зерен

3,68 млрд лет. Он подтвердил данные традиционного метода о том, что становление тоналитов имело место в это время. При их становлении шла гранитизация уже существовавших ультрабазитов с образованием в них метасоматической генерации циркона. Возможно, около 3,5 млрд лет назад имело место еще одно магматическое событие, также сопровождавшееся гранитизацией ультрабазитов. Метаморфизм гранулитовой фации протекал 2,9 млрд лет назад. В ходе него шел рост "гранулитовых" цирконов и перекристаллизация внешних зон ранней генерации циркона с одновременной частичной потерей U и Th и сохранением изотопной памяти о моменте становления породы. Внешние наросты на кристаллах датируют процессы диафореза в 2,6–2,7 млрд лет. Все древние цирконы испытали потерю радиогенного свинца около 1,9 млрд лет назад при последнем термальном событии, зафиксированном в K-Ar системе минералов.

В методическом плане проделанная работа показала, что максимальные нарушения, сопровождаемые уходом радиогенного свинца, связаны преимущественно с зонами повышенной трещиноватости, в том числе с кажущимися ядрами. Возможен уход радиогенного свинца и по зонам роста в магматогенных кристаллах. Следствием этого является отсутствие определенной зависимости между степенью сохранности радиогенного свинца и положением зоны внутри зерна. Часто внешняя перекристаллизационная зона имеет более конкордантную U-Th-Pb изотопную систему, чем сильно трещиноватые или зональные внутренние зоны. Не установлено определенной зависимости степени дискордантности U-Th-Pb системы от содержания радиоактивных элементов. Как уже отмечалось выше, зоны, максимально обогащенные ураном, могут демонстрировать обратную дискордантность. Возможным объяснением этого явления может служить частичное самоочищение структуры циркона со сбросом избытков урана в самостоятельную минеральную фазу. Таким образом, лучшим материалом для U-Th-Pb изотопного датирования являются слабозональные или незональные, нетрещиноватые зерна цирконов, умеренно обогащенные радиоактивными элементами (до $\sim 0,1\%$).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бартницкий Е.Н., Бибикова Е.В., Бойко В.Л.* и др. Фазы метаморфизма древнейшего нижнеархейского новопавловского комплекса Украинского щита // Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: Наука, 1987.
2. *Бибикова Е.В.* Уран-свинцовая изотопная система в вулканических породах // Изотопное датирование процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985.
3. *Бибикова Е.В., Баадсгаар Х.* Sm-Nd изотопное датирование древнейших пород Украинского щита и Омолонского массива // Геохимия. 1986. № 5.
4. *Бибикова Е.В., Макаров В.А., Грачева Т.В.* Изотопный возраст древнейших гранитоидов Украинского щита // Там же. 1985. № 8.
5. *Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Бибикова Е.В.* и др. Изотопная геохронология древнейших пород Украинского щита // Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М.: Наука, 1986.
6. *Black L.P., Williams I.S., Compston W.* Four zircon ages from one rock: the history of a 3920 Ma old granulite from Mount zones, Antarctica // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. Vol. 22.
7. *Compston W., Pidgeon R.T.* Jack Hills, a further occurrence of very ancient detrital zircons in Western Australia // Nature. 1987. Vol. 5238. P. 123.
8. *Compston W., Williams I.S., Meyers C.* U-Pb geochronology of zircons from Lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe // J. Geophys. Res. Suppl. 1984. Vol. 89. P. B525.
9. *Williams I.S., Compston W., Black L.P., Foster I.* Unsupported radiogenic lead in zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88. P. 327.

*А.Б. Львов, Е.С. Богомолов, О.А. Левченко,
Л.А. Неймарк, Л.А. Иванова, Г.В. Овчинникова,
С.С. Яковлева, Л.К. Левский*

ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГАНАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА КАМЧАТКИ

Кристаллические комплексы Ганальского хребта слагают горст-антиклинорий площадью около 1100 км², вытянутый в субмеридиональном направлении и окруженный верхнемеловыми зеленокаменно-измененными толщами (рис. 1). Разлом северо-западного простирания делит его на два блока, примерно равных по площади. Северный блок сложен вулканидами стеновой серии, преобразованными в зеленые сланцы, амфибол-плагиоклазовые сланцы, амфиболиты и слюдяные плагиосланцы кислого состава. Метаморфизм усиливается с севера на юг от фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой. Южный блок сложен амфиболитами и биотитовыми гнейсами ганальской серии, формирующими крупную брахиантиклиналь, ядро которой занято габбро-норитами Юрчикского массива. Присутствуют также тела биотит-амфиболовых тоналитов. И те другие обнаруживают магматические контакты с породами ганальской серии. Метаморфическая зональность северного блока распространяется и на южный, в центре которого степень метаморфизма достигает амфиболитовой фации. В породах ганальской серии предыдущими исследователями [3] были встречены участки, сохранившие реликтовые минеральные парагенезисы, свидетельствующие о существовании более раннего метаморфизма. Кроме того, были обнаружены породы гранулитовой фации, распространенные в отдельных выходах вдоль контактов Юрчикского массива [2]. В результате исследований этих авторов толщи хребта были расчленены на четыре комплекса (от молодого к древнему): верхнемеловые (фаунистически охарактеризованные) толщи обрамления — ирунейская свита, стеновой и ганальский комплексы — в составе одноименных серий, а также гранулитовый комплекс.

Вопрос о возрасте метаморфических пород Ганальского хребта дискутировался с момента их обнаружения. Первоначально было высказано предположение о докембрийском возрасте, основанное на традиционном представлении о том, что все высокометаморфизованные породы являются древними [8, 11]. Позже возникла альтернативная точка зрения об их фанерозойском возрасте [5, 9]. При этом привлечение концепции зонального метаморфизма помогло обосновать единство пород метаморфического ядра со слабометаморфизованными верхнемеловыми толщами обрамления. Однако последующее выявление тектонического характера контактов между этими образованиями и восстановление полициклической истории метаморфизма пород ядра усилило первоначальную точку зрения. Для подтверждения была предпринята попытка датирования пород К-Аг и

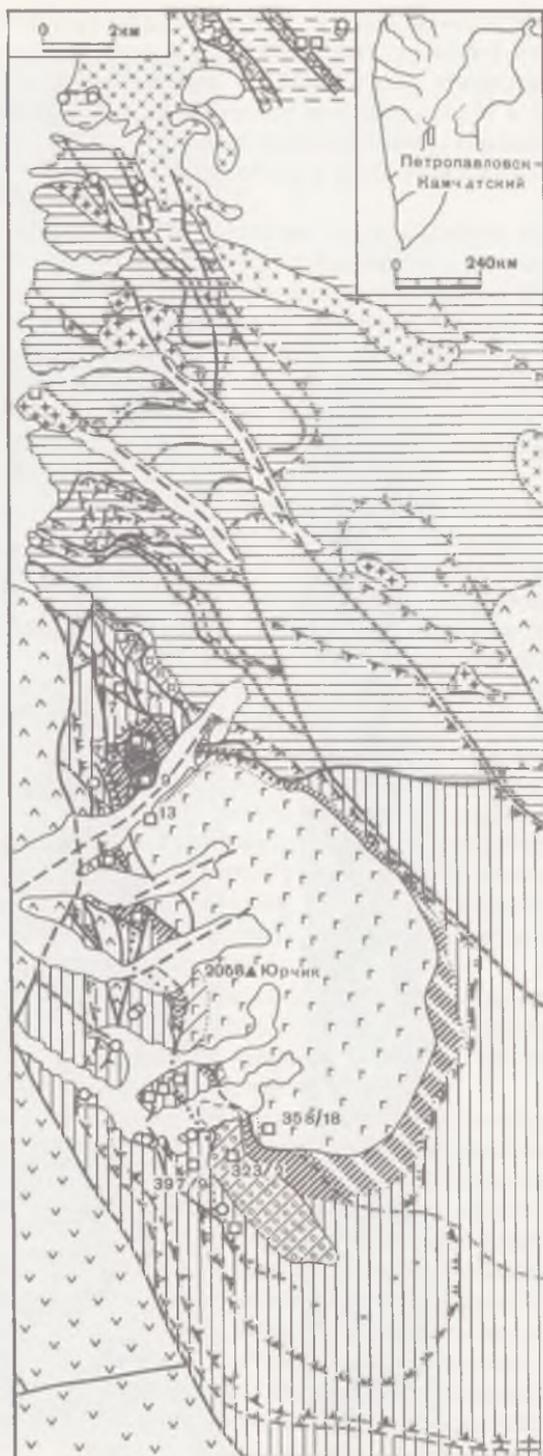
Rb-Sr методами [1]. К-Ar датировки пород ганальского комплекса сгруппировались около 95 млн лет, гранулитового комплекса — в интервале 120–170 млн лет, Юрчикского массива — в интервале 230–300 млн лет. К-Ar датировка субвулканических плагиогранит-порфиров, прорывающих стратифицированные породы стенового комплекса, равна 60 млн лет, их Rb-Sr датировка соответствует 487 млн лет. Сам автор трактует К-Ar данные как результат потерь радиогенного аргона в ходе молодых наложенных процессов. Основываясь на Rb-Sr датировке, он предполагает возраст пород стенового комплекса протерозойско-раннепалеозойским, ганальского комплекса — докембрийским, а гранулитового комплекса — раннеархейским. Все эти факты и предположения, имевшиеся к 1974 г., были суммированы в книге [1].

В ходе исследований 1978–1984 гг. мы должны были согласиться с основными представлениями этого автора. Было, однако, доказано, что породы гранулитовой фации представляют собой внутренние, наиболее высокотемпературные части контактового ореола, образовавшегося при кристаллизации Юрчикского массива на значительной глубине (при $T = 840\text{--}860^\circ\text{C}$, $P = 7\div 8$ кбар), и, следовательно, являются не самостоятельным "гранулитовым" комплексом, более древним, чем ганальский, а его составной частью [6]. Породы ганальского комплекса были метаморфизованы дважды: второй раз совместно с образованиями стенового комплекса. Условия раннего метаморфизма ганальского комплекса, определенные по характеру реликтовых минеральных ассоциаций и химизму минералов в них, соответствуют $T \leq 600^\circ\text{C}$; $P = 8\div 10$ кбар. Условия более позднего, "стенового" метаморфизма, явившегося прогрессивным для стенового и наложенным для ганальского комплекса, изменяются от $T = 400^\circ\text{C}$ и $P = 2$ кбар на севере до $T = 650^\circ\text{C}$ и $P = 5$ кбар в центре южного блока. Габброиды крайних частей Юрчикского массива на глубину до 100–150 м преобразованы в кристаллические сланцы в условиях, соответствующих стеновому метаморфизму.

Возраст метаморфических комплексов Ганальского хребта оценивался

Рис. 1. Схема метаморфических комплексов и фаций Ганальского хребта (по материалам А.Б. Львова, Д.А. Бабушкина, Л.Л. Германа, Б.К. Долматова, Н.А. Сидорчука, В.И. Шильдинера)

1 — четвертичные отложения; 2 — неогеновые отложения; 3 — ирунейская свита (верхнемеловые толщи обрамления); 4–9 — метаморфические комплексы: 4, 5 — стеновой; 4 — киргурская и кижиченокская свиты — тектоническое переслаивание; 5 — собака и тумханская свиты стеновой сери; 6–9 — полиметаморфические образования: 6 — ганальский комплекс, 7 — зона гранулитовой фации контактового ореола, 8 — зона амфиболитовой фации контактового ореола установленная, 9 — предполагаемая; 10–14 — интрузивные породы: 10–12 — постметаморфические гранитоиды: 10 — амфиболовые гранодиориты (неоген); 11 — субвулканические плагиогранит-порфиры; 12 — преимущественно биотитсодержащие трондьемиты; 13, 14 — магматиты достенного возраста: 13 — биотитовые и биотит-амфиболовые тоналиты; 14 — габброиды Юрчикского массива; 15, 17 — метаморфические границы стенового цикла: 15 — изограды биотита: а — зеленого, б — коричневого; 16 — изограды роговой обманки: а — сине-зеленой, б — зеленой; 17 — граница зоны ультраметаморфизма стенового цикла в магматических породах; 18 — ареола наложенного метаморфизма стенового цикла в магматических породах; 19 — разрывные нарушения (разломы и тектонизированные контакты: а — установленные, б — предполагаемые, в — зоны дробления и трещиноватости); 20 — места отбора проб: а — геохронологических, б — палеобиостратиграфических



- 1
- 2
- 4
- 3
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20

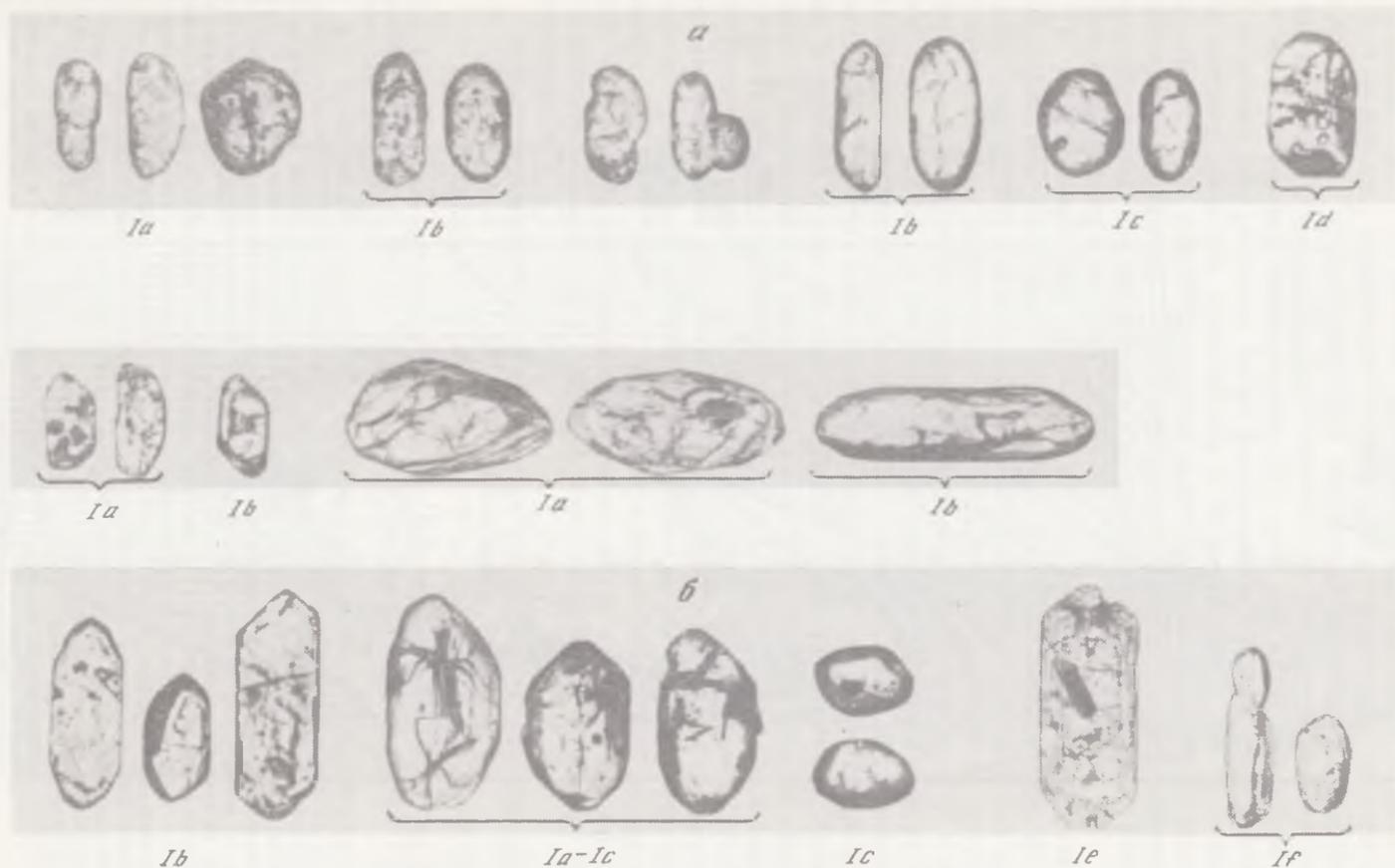


Рис. 2. Морфология цирконов I из дифференцированных пород Юркчикского массива (а) и биотитовых гнейсов ганальского комплекса (б)

нами палеобиостратиграфическим и изотопно-геохронологическими методами. При использовании палеобиостратиграфического метода удалось выделить микрофитофоссилии из ряда пород предположительно осадочной природы стенового и ганальского комплексов. И в тех и в других были обнаружены комплексы микрофитофоссилий, сходные между собой и близкие к комплексам, обнаруженным в верхнеархейских породах тунгурчинской серии Алданского щита [7].

Геохронологическое датирование производилось цирконометрическими методами. Наибольшее количество возрастных данных было получено для биотитовых гнейсов ганальского комплекса, пород Юрчикского массива и тоналитов. Цирконы выделены из субвулканических плагиигранит-порфиров, прорывающих породы стенового комплекса, и в небольших количествах из стратифицированных метадицитов этого комплекса. Изучение морфологии кристаллов позволило выделить восемь основных морфологических типов цирконов. Наиболее распространенными среди них являются морфологические типы I, V и VIII.

Цирконы морфотипа I представлены разновидностями Ia, Ib, Ic и Id (рис. 2). Все они имеют сиренево-вишневую окраску различной интенсивности. Цирконы Ia отличаются сильной трещиноватостью, делающей их слабопрозрачными, и хорошо выраженным тонкозональным внутренним строением. Морфологические особенности сближают их с цирконами, образующимися в глубинных расплавах [4]. Часто они заключены в оболочки более прозрачного и светлоокрашенного материала. Этим материалом сформированы также самостоятельные кристаллы (разновидностей Ib, Ic), сходные по облику с цирконами, кристаллизующимися в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Цирконы морфотипа I были обнаружены в единичных зернах во всех пробах пород Юрчикского массива; в пробе гиперстен-амфиболовой породы (кортландита), присутствующей в массиве в виде обособленного тела (отторженца ранней фазы?), выявилась локальная концентрация этих цирконов. Именно этот материал послужил основой для датирования цирконов I. Подобные кристаллы в редких зернах также распространены в породах ганальского комплекса.

Цирконы морфотипа V являются преобладающими в биотитовых гнейсах ганальского комплекса (рис. 3). Кристаллы разновидности Va содержат многочисленные включения графита. Цирконы Vb содержат малое количество включений или не содержат их совсем.

Цирконы морфотипа VIII распространены в гнейсах ганальского комплекса, тоналитах южного тела, обнаружены в одной из проб (№3) габбро-диоритов Юрчикского массива, а также в порфиробластических гнейсах близ зоны разлома, разделяющего блоки ганальского и стенового комплексов (проба 7). Кристаллы этого морфотипа идиоморфны, обычно содержат вытянутые газовой-жидкие включения, свидетельствующие о достаточно высокой скорости роста в относительно низкотемпературных условиях. Цирконы морфотипов V и VIII, по-видимому, связаны постепенными переходами в ряду Va—Vb—Vc—Vd—VIII, выражающимися в очистке кристаллов от инородных включений и в повышении их идиоморфизма (см. рис. 3). Возникновение этого ряда вызвано, вероятно, процессом перекристаллизации цирконов. Степень перекристаллизации быстро нарастает по мере приближения к контакту с Юрчикским массивом. В этом направлении в пробах



Рис. 3. Морфология цирконов V, VIII из биотитовых гнейсов ганальского комплекса

увеличивается доля цирконов VIII, а цирконы Va в экзоконтактовых породах практически полностью вытесняются цирконами Vb и Vc.

Возраст всех разновидностей цирконов, в том числе и описанных, предварительно оценивался Pb-Pb методом [7]. В результате было установлено, что наиболее древними (около 3,0 млрд лет) являются цирконы морфотипа I, а среди них цирконы Ia из пород Юрчикского массива и Id из тоналитов (рис. 4). Цирконы морфотипа V из биотитовых гнейсов ганальского комплекса и цирконы морфотипа VI из тоналитов близки по возрасту друг другу и являются более молодыми (около 2,0 млрд лет). Наконец, цирконы морфотипа VIII имеют минимальный возраст (порядка 0,5 млрд лет).

На следующем этапе изотопных исследований датирование цирконов морфотипов I и V производилось U-Pb методом с использованием модели Аренса-Везерилла. Гидротермальное высокотемпературное разложение цирконов и выделение урана и свинца для изотопного анализа велось по методике Кроу [13]. Изотопные отношения свинца и урана измерялись на масс-спектрометре МИ-1320 с использованием приставки ПРМ-2. Полученные данные обрабатывались по методике Людвиг [14], а построение изохроны в координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ производилось полиномиальным методом наименьших квадратов [15]. Полученный в результате U-Pb возраст цирконов морфотипа I из пробы кортландита Юрчикского массива равен 3407 ± 50 млн лет (табл. 1, рис. 5). Возраст цирконов морфотипа V из нескольких проб биотитовых гнейсов ганальского комплекса на основании полученных U-Pb данных в связи с низким расположением экспериментальных точек на графике вряд ли может быть определен корректно (см. табл. 1, рис. 6).

Таким образом, среди цирконов, обнаруженных в породах ганальского комплекса и Юрчикского массива, наметились три различающиеся по возрасту и морфологии группы, представленные кристаллами морфотипов I, V и VIII. При переходе к геологической интерпретации полученных по ним возрастных данных прежде всего необходимо рассмотреть характер процессов, в ходе которых могли образоваться эти группы цирконов. Первоначально предполагалось, что цирконы I, по своим морфологическим особенностям сходные как с цирконами пород гранулитовой фации (разновидность Ic), так и с цирконами, характерными для глубинных расплавов (разновидность Ia), кристаллизовались в Юрчикском массиве на раннемагматической (разновидность Ia) стадии и, возможно, вскоре после его становления (разновидность Ic) [7]. Образование подобных по морфологии и Pb-Pb возрасту цирконов во вмещающих породах ганальского комплекса связывалось с термальным и флюидным воздействием Юрчикского массива, отчетливо выразившемся в формировании контактово-метаморфического ореола, во внутренних частях которого степень преобразования пород достигала (и по температуре и по давлению) гранулитовой фации.

Однако при такой трактовке не учитывается ряд существенных, не согласующихся с ней фактов, а именно в точке отбора пробы из тела гиперстен-амфиболовой породы (кортландита) содержание циркона превышает 20 г/т, что совершенно нехарактерно для ультраосновных пород нормальной щелочности. Распространение цирконов I во вмещающих породах не ограничивается пределами контактового ореола и тем более его гранулитовой зоной. Кроме того, далеко не все цирконы I во вмещающих по-

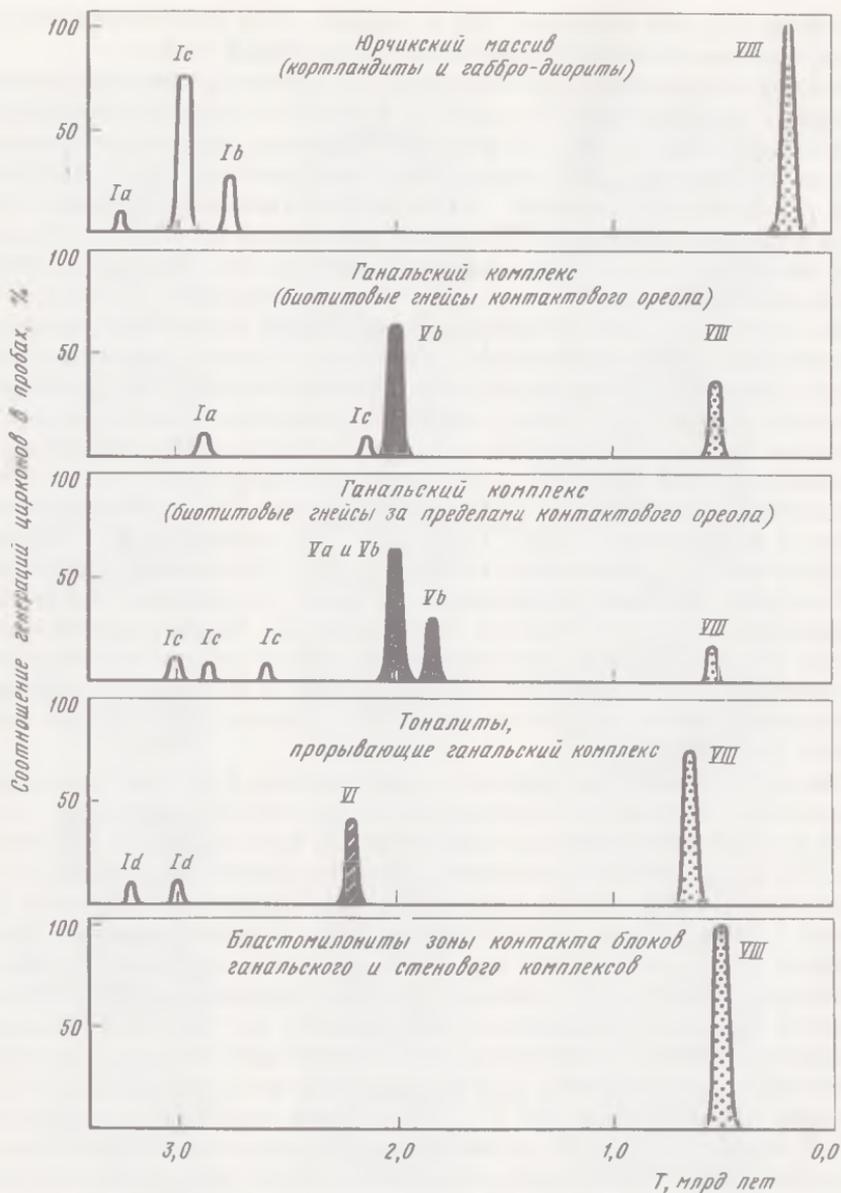


Рис. 4. Данные Pb-Pb метода для цирконов и соотношение их типов (генераций) в породах Ганальского хребта

Индексы у пиков обозначают типы цирконов. Высота пиков, соответствующих цирконам I везде (кроме диаграммы для Юрчикского массива) преувеличена, так как обычно их содержание не превышает 1% относительно всей массы цирконов в пробе. Пик, соответствующий цирконам VIII, на диаграмме для Юрчикского массива является дополнительным и отражает присутствие в массиве габбро-диоритов (проба 13), цирконы в которых представлены почти исключительно типом VIII

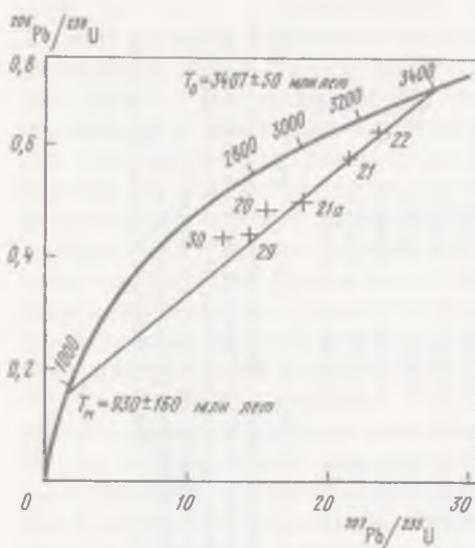


Рис. 5. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ график для цирконов I из ультраосновных пород Юрчического массива и плагиогранитов (дифференциатов)

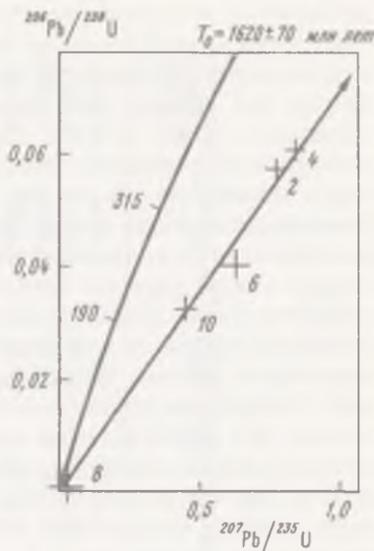


Рис. 6. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ график для цирконов V из биотитовых гнейсов ганальского комплекса и цирконов VI из прорывающих его тоналитов

родах представлены "гранулитовой" разновидностью Ic, распространены также и "магматогенные" цирконы Ia. Все это заставляет признавать возможность отсутствия генетической связи между процессом формирования цирконов I и становлением Юрчического массива. Можно предполагать, что цирконы I были захвачены его магмой при подъеме, т.е. являются ксенокристаллами. С другой стороны, присутствие подобных цирконов в породах ганальского комплекса позволяет, хотя и с меньшей степенью вероятности, допустить, что захват произошел из этих или подобных пород.

Цирконы V, распространенные в биотитовых гнейсах ганальского комплекса, содержат такие же включения графита, как и метаморфогенные плагиоклазы этих пород, что может рассматриваться как свидетельство их образования за счет вещества гнейсов, вероятно, в ходе их метаморфизма. При этом пока не совсем ясно, в ходе какого именно: ганальского, контактового или стенового. Существуют данные о том, что цирконы VI [7] с изотопными соотношениями свинца и урана, подобными измеренным в цирконах V, (см. рис. 4, рис. 6, точка 10) распространены в тоналитах (проба 323/2) и плагиогранитах (проба X) (см. табл. I), прорывающих породы ганальского комплекса. Эти гранитоиды, как и вмещающие породы, преобразованы в режиме стенового метаморфизма, к которому поэтому и было первоначально отнесено образование как цирконов VI, так и цирконов V [7].

Обсуждение данного вывода целесообразно провести ниже, после изложения всего фактического материала. Здесь же следует отметить тот важный факт, что цирконы V в настоящее время представлены в той или иной

Таблица 1

Изотопия урана и свинца в цирконах из пород Ганальского хребта Камчатки

№ пробы	№ фракции циркона	Тип циркона	Содержание Pb, мкг/г	Содержание U, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\frac{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}}$
X	30	Ia	163,6	333,5	2550	0,2123	0,0848	12,53	0,4336	0,2094
358/18	29	Ic	—	—	99000	0,2461	0,2221	14,71	0,4337	0,2461
358/18	20	Ia	191,1	343,1	3900	0,2375	0,0701	15,73	0,4872	0,2343
358/18	21a	Ia	—	—	250	0,3123	0,3276	18,25	0,4899	0,2704
358/18	21	Ia	—	—	95000	0,2721	0,1081	21,50	0,5733	0,2721
358/18	22	Ib	—	—	630	0,2785	0,1812	23,73	0,6183	0,2785
13	Вал	VIII	1,07	153,0	73	0,2536	0,6599	0,021	0,003	—
7	Вал	VIII	1,76	68,6	70	0,2665	0,6400	0,084	0,011	—
397/9	8	Vc-d	0,03	153,5	115	0,1805	0,4889	0,0027	0,0003	—
323/2	10	VI	1,5	539,5	25	0,6318	1,4960	0,450	0,0326	0,0892
323/9	6	Vb-c	—	—	270	0,1626	0,2240	0,6251	0,0403	0,1125
9	2	Vb	—	—	150	0,1915	0,3089	0,7780	0,0574	0,0983
397/9	4	Va	24,8	167,3	70	0,2929	0,5611	0,8391	0,0602	0,1010

Примечание. 1) Погрешности определения изотопных отношений: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 0,3%; $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — 0,5%; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ — 2%; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ — 2%; 2) $\lambda_{238} = 0,155125 \cdot 10^{-9}$ год⁻¹; $\lambda_{235} = 0,98485 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹. Изотопный состав обыкновенного свинца для цирконов морфотипов I, V: $206/204 = 11,86$; $207/204 = 13,56$; для цирконов морфотипа VIII: $206/204 = 18,77$; $207/204 = 15,68$; 3) в ряде случаев содержание U и Pb не определялись, так как взвешивание из-за малого количества материала не производилось; 4) X — биотитовый плагиогнейс-гранит (дифференциаты Юрчикского массива?); 358/18 — кортландит (гиперстен-амфиболовая порода с реликтами клинопироксена, возможно, первоначально — пироксенит); 13 — норитовый габбро-диорит; 7 — порфиробластический биотит-амфиболовый плагиогнейс (ортогнейс?); 397/9 — двуслюдяной плагиогнейс; 323/2 — биотит-амфиболовый тоналит; 9 — гранат-гиперстен-кордиерит-биотитовый плагиогнейс.

мере (но все — в значительной) перекристаллизованными разностями. Влияние процесса перекристаллизации, кроме чисто морфологических преобразований в ряду $Va-Vb-Vc-Vd \dots$ (см. рис. 3) отчетливо выражается в нарушении их изотопных систем, что фиксируется на графике (см. рис. 6) значительным смещением экспериментальных точек к началу координат. При этом величина смещения прямо пропорциональна степени перекристаллизации. На этом основании можно считать, что нижнее пересечение экспериментальной линии с конкордией отмечает время перекристаллизации.

Цирконы VIII, как показывают их морфологические особенности, являются "чистым" продуктом этого же процесса. Поэтому можно предполагать, что изотопная "память" о более древних событиях (слабо сохраненная даже цирконами V) в них уже полностью стерта и их возраст соответствует моменту перекристаллизации. Предварительные данные, полученные Pb-Pb методом для цирконов VIII, действительно свидетельствуют о том, что они являются наиболее молодыми из всех исследованных (см. рис. 4). Это же подтверждается данными U-Pb измерений, имеющимися для двух проб (см. табл. 1). Одна из них, а именно проба 13, выделяется тем, что она была отобрана из норитовых габбро-диоритов Юрчикского массива, тогда как все остальные, содержащие цирконы VIII, представляют вмещающие породы. Из нее в отличие от других проб пород массива было получено значительное количество циркона, причем лишь ничтожная часть кристаллов (знаки) относится к морфотипу I, обычному для массива (см. рис. 3). Все остальные очень однородны и морфологически близки к морфотипу VIII, хотя газово-жидких включений в них нет. Порода метаморфизована слабо и сохранила магматический облик.

Учитывая эти факты, можно предположить, что и цирконы VIII в данном случае имеют магматическое происхождение. Их U-Pb возраст (по одному определению) не превышает 100 млн лет, что заставляет с новых позиций рассмотреть вопрос о возрасте Юрчикского массива в целом. В связи с этим нужно напомнить, что уже давно существовало мнение о наличии в массиве двух типов резко разновозрастных пород: более древних — массивных габбро-норитов и более молодых — трахитоидных амфиболовых габбро [10]. Норитовые габбро-диориты пробы 13 трахитоидны и по этому признаку могут быть отнесены к гипотетически молодой группе пород. Если это предположение верно, их возраст не будет отражать возраста массива в целом. Возраст же гипотетически древней группы габбро-норитов не может быть определен U-Pb методом из-за отсутствия в них других цирконов, кроме ксеногенных, по-видимому цирконов I. В связи с этим была сделана попытка оценки модельного возраста пород массива по изотопным соотношениям свинца плаггиоклазов.

Анализировались типично магматические плаггиоклазы из массивных (390/29, 358/17) и трахитоидных (348/40, 13) габброидов, плаггиогранитов, являющихся, видимо, дифференциатами массива (X), а также тоналитов (323/2, табл. 2). Характер расположения экспериментальных точек относительно кривых эволюции изотопного состава свинца, построенных по модели "плюмботектоники" [16] и поля современных базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 7) позволяет сделать следующие выводы.

1. Плаггиоклазы всех проб кристаллизовались из магм, источником ко-

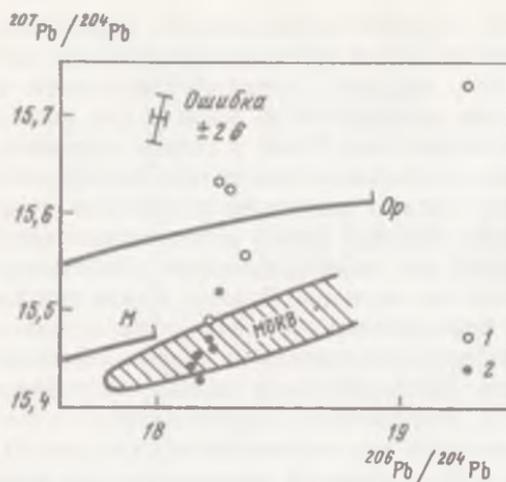


Рис. 7. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ график для плагиоклазов из габбро-норитов, плагиогранитов Юрчического массива и тоналитов
1 — выпцелат; 2 — остаток

торых являлась современная (или близкая по возрасту) деплетированная мантия.

2. Изотопный состав легкоподвижного свинца (из выпцелатов) несет явные черты коровой контаминации, причем повышенные значения отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ могут указывать на достаточно древний возраст контаминирующего агента.

Наиболее отчетливо такой характер отмечается для образца, отобранного в краевой части массива (348/40) и породах среднего-кислого состава (13, 323/2). При этом имеющийся материал не позволяет отметить какого-либо влияния на свинцово-изотопные системы степени перекристаллизации (метаморфизма) первично-магматических плагиоклазов.

Оба вывода являются существенными аргументами в пользу предположения о ксеногенной природе цирконов I в массиве. Частным следствием первого вывода является то, что и массивные и трахитоидные габброиды (амфиболовые габбро в данном случае не рассматриваются) кристаллизовались практически одновременно, из одного расплава. Главным же следствием первого вывода является то, что цирконы VIII и магматические плагиоклазы из габбро-диоритов пробы 13 в пределах ошибок определения соответствующих методов оказываются одновозрастными, что, с одной стороны, повышает надежность заключения о молодом возрасте Юрчического массива, а с другой — о магматическом происхождении цирконов VIII в нем. С этих позиций проявление во вмещающих породах процесса перекристаллизации цирконов V, приводящего в конечном итоге к формированию цирконов VIII, и усиление его по направлению к Юрчическому массиву находит свое объяснение как результат его контактового воздействия. Становится понятным также широкое распространение цирконов VIII в тоналитах южного тела, приближенного к контакту Юрчического массива, и отсутствие или малочисленность их в тоналитах северного, более удаленного от этого контакта тела.

Подводя предварительные итоги, нужно отметить, что если в случае цирконов I и VIII удалось в какой-то степени установить их генетическую связь с конкретными геологическими событиями или телами, то для цирконов V этот вопрос остается открытым. В самом деле, изложенные факты заставляют существенно пересмотреть представления о позиции в шкале геологических событий стенового метаморфизма, с которым первоначально связывалось возникновение цирконов V. Коль скоро метаморфизм этого цикла накладывается не только на относительно более древние породы ганальско-

Таблица 2

Изотопный состав Pb плагиоклазов из пород Юрчикского массива

№ пробы	Порода	№ плагио-клаза	Объект опыта	Изотопный состав Pb		
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
390/29	Слабо амфиболи- зированный мас- сивный габбро- норит	50	Остаток	18,183	15,424	37,735
358/17			Вышелат	18,207	15,487	37,925
	Слабо амфиболи- зированный массивный габбро-норит	50	Остаток	18,182	15,457	37,839
348/40			Вышелат	19,310	15,735	39,084
	Амфиболизирован- ный трахитоидный габбро-норит	30	Остаток	18,264	15,520	38,002
13			Вышелат	18,272	15,635	38,319
	Трахитоидный норитовый габбро-диорит	30	Остаток	18,155	15,446	37,774
323/2			Вышелат	18,268	15,634	38,253
	Биотит-амфиболо- вый тоналит	30	Остаток	18,220	15,468	37,806
X			Вышелат	18,346	15,559	38,243
	Биотитовый плагийнейс- гранит	30	Остаток	18,235	15,458	37,944

Примечание. Измерения изотопного состава Pb выполнены с погрешностью $\pm 0,06\%$ на единицу разности масс изотопов. В результате внесена коррекция на масс-дискриминацию по данным измерения стандарта SRM-981. $f = 0,001 \pm 0,0002$ на единицу разности масс. Холостой опыт по Pb — $10 \div 20$ нг. Полевые шпаты выщелачивались горячей HNO_3 в течение 1–1,5 ч.

го и стенового комплексов но, как выясняется, и на молодые габброиды Юрчикского массива и тоналиты, он должен рассматриваться как еще более молодой процесс. В этом случае цирконы V, сохранившие информацию о своем первоначально древнем происхождении, естественно, не могли возникнуть во время этого процесса. С другой стороны, цирконы VI из тоналитов, близкие по возрасту к цирконам V (см. табл. 1, проба 323/2), вообще не могли возникнуть в этих молодых породах. Остается предположить, что цирконы VI в тоналитах являются ксеногенными и не исключено, что они представляют собой не что иное, как захваченные из вмещающих пород цирконы V. Образование же цирконов V в силу того, что их метаморфогенное происхождение пока не подвергается сомнению, может быть предположительно отнесено к раннему метаморфизму ганальского комплекса.

Переходя к обобщению результатов исследований, нужно отметить две их существенные особенности. Первая заключается в том, что представления о временной последовательности основных геологических процессов

остались практически прежними [7]. Вторая особенность связана с достаточно парадоксальным выводом о том, что увеличение количества изотопно-геохронологических данных привело не к детализации геохронологической схемы, а к ее разрушению, не позволяя в то же время создать новую, альтернативную. Причины этого заключаются в отчетливо выявившейся ограниченности возможностей использования только одного метода определения изотопного возраста, даже если, как в данном случае, это цирконометрический метод. Аналитические результаты и геохимическая модель не вызывают сомнений. Однако их геологическая интерпретация неоднозначна. В самом деле, по-видимому, не только в данном, но и в ряде других случаев цирконы и их возраст могут не иметь прямого отношения к конкретным геологическим телам, содержащим их, и возрасту этих лет или зафиксированных в них процессов. Необходимым условием получения корректной геолого-геохронологической информации является комплексность не только геологических, но и изотопно-геохронологических исследований. В достижении ее мы видим свою ближайшую задачу. Можно считать это основным итогом проведенных исследований, однако попытаемся сформулировать и более конкретные выводы.

1. Возраст пород Юрчикского массива достаточно уверенно определяется как фанерозойский. Этот принципиально новый вывод базируется на исследовании изотопии свинца в его магматических плагиоклазах и заключении о магматическом происхождении молодых цирконов VIII в габбродиоритах массива. С этих позиций находит свое объяснение и в то же время поддерживает их природа цирконов VIII из вмещающих пород ганальского комплекса, как сформировавшихся в результате перекристаллизации более древних цирконов V (и, возможно, цирконов I) в условиях контактового метаморфизма, сопровождающего внедрение Юрчикского массива. Нужно отметить, что возрастные данные характеризуются недостаточной точностью в силу малой разрешающей способности примененных методов для молодых образований. Интервал неопределенности возрастов цирконов VIII простирается от 0 до 100 млн лет, а с учетом Pb-Pb оценок до 600 млн лет. Возраст пород массива [1] и амфиболов из них (наши данные), определенные K-Ar методом, концентрируется в интервале 200–300 млн лет, а неопределенность оценок модельного возраста плагиоклазов Pb-Pb методом перекрывает его. Между тем то, к какой из возрастных границ фанерозоя тяготеет возраст Юрчикского массива, имеет принципиальное значение.

2. Возраст тоналитов, судя по имеющимся геохронологическим данным, близок к возрасту Юрчикского массива. Однако наблюдения морфологических особенностей цирконов, свидетельствующие о присутствии цирконов VIII в южной интрузии, приближенной к контакту с массивом, и отсутствие их в северной, удаленной от этого контакта, приводят к заключению о наложении контактового метаморфизма на тоналиты (южной интрузии) и, следовательно, об относительно более древнем возрасте тоналитов, нежели массива.

3. Возраст стенового метаморфизма, накладывающегося на породы краев массива и тоналиты, что особенно отчетливо видно в их северном теле, еще моложе. При этом он, по-видимому, не менее 90 млн лет, так как верх-

немеловые породы ирунейской свиты, обрамляющие блок ганальского комплекса (см. рис. 1), не подвержены его воздействию.

4. В связи с установлением фанерозойского возраста Юрчикского массива и стенового метаморфизма чисто геологическая обоснованность докембрийского возраста единственного чисто предшествующего им события — ганальского метаморфизма (а вместе с ним и ганальского комплекса) — несомненно, уменьшается. Породы ганальского комплекса тем не менее остаются наиболее ранними образованиями в Ганальском хребте. На данном этапе оценить их возраст трудно. Можно предполагать, что в "памяти" цирконов V зафиксирован возраст их раннего метаморфизма (1,6 млрд лет). Можно было бы также связать образование цирконов I в породах ганальского комплекса с вулканизмом, сформировавшим эти породы, но для этого предположения пока еще меньше оснований, чем для предыдущего.

5. Первичная природа цирконов I, распространенных как в породах ганальского комплекса, так и Юрчикского массива в настоящее время неясна. Действительно, наряду с предположением о вулканогенном происхождении цирконов I в породах ганальского комплекса равновероятны и другие, одно из которых допускает возможность захвата этих цирконов расплавами, впоследствии излившимися на поверхность, из пород стенок очага или глубже — в месте зарождения. Выбор одного из этих двух вариантов станет возможным только после оценки возраста пород нецирконометрическим методом. В том, что цирконы I, обнаруженные в Юрчикском массиве и тоналитах, являются ксеногенными, почти нет сомнения. Их источник достаточно точно может быть определен только в том случае, если удастся доказать близость возраста пород ганальского комплекса к возрасту цирконов I. В противном случае придется допустить возможность захвата цирконов на любом из уровней, пройденных при подъеме магмой массива — от мантии до верхней коры.

6. Вне зависимости от конечных результатов исследований факт существования в недрах Камчатки образований древнего возраста (3,4:1,6 и, возможно, 2,6 млрд лет [7]) имеет самостоятельное значение для палеотектонических реконструкций.

В заключение хочется еще раз подчеркнуть, что проблемы, возникшие в данном исследовании при попытках интерпретации данных цирконометрических методов, существуют давно, едва ли не с момента их разработки. Основная из них — проблема возможной ксеногенности или унаследованности цирконов — прямо связана с чрезвычайной устойчивостью их кристаллической структуры в обстановках высоких температур и давлений. В данном случае температура ультраосновного расплава, сохранившего почти неизменными цирконы I, превышала 1100°C [12]. С другой стороны, очевидно, существуют факторы химического характера (например, высокощелочной флюид), с удивительной легкостью преодолевающие цирконовую устойчивость. В данном случае их воздействие, видимо, выразилось в радикальной перекристаллизации цирконов V, сопровождающейся существенным нарушением их изотопных уран-свинцовых систем. Образования Ганальского хребта Камчатки при условии применения более широкого комплекса изотопно-геохимических методов могут стать хорошей методической базой для работы над решением перечисленных проблем.

1. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Наука, 1978.
2. Герман Л.Л. Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Сов. геология. 1975. № 7.
3. Герман Л.Л., Шульдинер В.И. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: Дальневост. геол. ин-т, 1973.
4. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986.
5. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4.
6. Львов А.Б. Эволюция метаморфизма при формировании фундамента Восточно-Камчатской складчатой зоны (Ганальский хребет) // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986.
7. Львов А.Б., Нелов А.Н., Богомолов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7.
8. Мокроусов В.П. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки // Материалы Межвед. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов, Оха, 1959. М.: Гостоптехиздат, 1961.
9. Тарарин И.А., Бабушкин Д.А., Илечко Я.В., Лебедев М.М. Метаморфизм в Восточно-Камчатском антиклинории (на примере Ганальского хребта) // Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: Дальневост. геол. ин-т, 1973.
10. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой фации и габброноритов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика. 1978. № 8.
11. Харкевич Д.С. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках // Труды Камчатской комплексной экспедиции 1936–1937 гг. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. Вып. 1.
12. Шека С.А. Окологабброидные роговики и гранулитовые породы Камчатки // Петрология, петрохимия магматических и метаморфических пород. Владивосток: Дальневост. геол. ин-т, 1975.
13. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et cosmochim. acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
14. Ludwig K.R. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 46. P. 212–220.
15. York D. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors // Ibid. 1969. Vol. 5. P. 320–324.
16. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P. 135–162.

ИЗОТОПЫ СТРОНЦИЯ КАК КРИТЕРИЙ МАНТИЙНОЙ ИЛИ КОРОВОЙ ПРИРОДЫ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ

Происхождение кислых расплавов обычно связывается с плавлением субстрата земной коры. Доказательство мантийного генезиса кислых вулканитов или тем более гранитов всегда сопряжено с большими трудностями и почти никогда не бывает абсолютно надежным, даже в случаях широкого привлечения изотопных данных [2, 3, 5, 11, 12, 14, 20, 22]. Наиболее дискуссионной является проблема происхождения кислых вулканитов бимодальных вулканических серий. Распространенность этих пород последовательно возрастает от срединно-океанических областей к районам внутриконтинентальных складчатых поясов. Кислые вулкани-ты, представленные липаритами, риолитами, риодацитами и дацитами, образуются на различных стадиях эволюции как континентальной, так и океанической коры.

Рассмотрим возможности использования Sr-изотопных данных для распознавания мантийных и коровых производных. При этом попытаемся представить динамику изменения изотопного состава стронция в процессе магмогенерации, что может позволить идентифицировать источники вещества магматических расплавов. В качестве объектов исследования выбраны вулкани-ты и субвулканические тела кислого состава Камчатки, Забайкалья и Восточного Саяна, детально исследованные в последние годы. Изотопные анализы выполнены однолучевым методом на масс-спектрометре МИ-1201Б по опубликованной методике [26]. Контроль за точностью и воспроизводимостью измерений осуществлялся с помощью периодических измерений стандартов NBS-987, K-70, ИСГ-1 и ВНИИМ-Sr. Все расчеты выполнялись на мини-ЭВМ СМ-1 с использованием константы распада ^{87}Rb $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$. Полученные материалы расположены в порядке последовательного усложнения приемов интерпретации Sr-изотопной информации в связи с ростом содержания коровой компоненты в исходных магматических расплавах при переходе от океанов к континентам.

МАНТИЙНЫЕ РАСПЛАВЫ

В минимальной степени процессы коровой контаминации должны проявляться там, где нет коры континентального типа и литосфера имеет минимальную толщину.

Исландия. Детальные изотопно-геохимические исследования базальт-риолитовых ассоциаций Исландии и хребта Рейкьянес [4, 29, 31, 33] обнаружили отсутствие корреляции между изотопным составом гелия, стронция, неодима, кислорода и местом отбора проб в рифтовых зонах. Все эти породы характеризуются одними и теми же низкими значения-

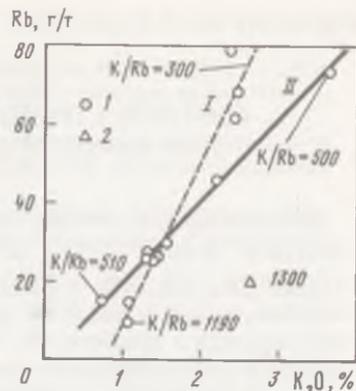
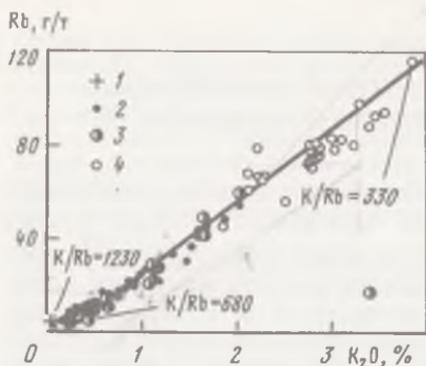


Рис. 1. Генетическая связь рубидия и калия в породах базальт-риолитовой ассоциации Исландии

1 — толеитовые базальты типа MORB; 2 — щелочные оливиновые базальты; 3 — андезиты-дациты; 4 — риолиты и обсидианы

Рис. 2. Генетическая связь рубидия и калия в кислых вулканитах Камчатки (1) и состав ксенолита гранита в пемзах (2)

ми Sr-изотопных отношений (0,7030–0,7035). Это заставляет, считая базальты и риолиты комагматами, предполагать, что Sr и Nd попали в исходный магматический очаг из истощенной мантии. Поэтому Sr-, Nd-изотопные характеристики не несут информации о втором, нижнемантийном источнике вещества. Для установления его роли в формировании исследуемых пород обратимся к наиболее подвижным компонентам (K, Rb) изучаемой магматической системы, которые, по-видимому, должны быть связаны с привнесом из самых глубоких горизонтов мантии, если процесс метамагматизма (по Д.С. Коржинскому) или кислотного флюидного выщелачивания (по Б.Г. Лутцу) действительно имеет место в мантии. Отчетливая корреляция между содержаниями калия и рубидия в породах базальт-риолитовой ассоциации [4, 32] свидетельствует о комагматичности щелочных оливиновых базальтов, андезитов, андезиты-дацитов и риолитов Исландии (рис. 1), образовавшихся в результате взаимодействия вещества из существенно истощенного ($K/Rb = 680$) и слабо обогащенного ($K/Rb = 330$) мантийных источников. Толеитовые базальты типа MORB, характеризующиеся средним отношением $K/Rb = 1230$, образуют на диаграмме обособленное поле со своим коротким трендом эволюции, заканчивающимся появлением дацитов [6].

Камчатка. Курило-Камчатская островная дуга (ККОД) представляет собою крупнейшую структуру Земли, в пределах которой на всем ее протяжении фиксируются все три части классических островных дуг: фокальная зона, глубоководный желоб и активный вулканический пояс. Проявления кислого вулканизма обычно связываются здесь с фронтальными частями вулканического пояса [5, 20], причем выделяются кислые вулканиды закономерно продолжающие и завершающие гомодромный цикл развития базальт-андезитового магматизма, липариты, относящиеся к бимодальным базальт-липаритовым сериям. Э.И. Пополитов и О.Н. Волы-

Таблица 1

Изотопный состав стронция четвертичных кислых вулканитов Камчатки

№ п/п	Порода	Вулкан, место отбо-	SiO ₂	K	Rb	Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _{норм}
			%		г/г		
1	Андезито-дацит	Крымский	61,50	1,30	25,6	386	0,7033
2	Андезито-дацит (игнимбрит)	Горелый	62,70	2,20	46,0	399	0,7034
3	То же	Кроноцкий	63,34	1,56	29,0	250	0,7033
4	"	Ксудач	62,36	0,74	14,5	323	0,7031
5	Дацит	Ильинский	64,88	1,09	14,0	358	0,7034
6	Дацит (игнимбрит)	Паужетка	64,81	1,07	9,0	350	0,7036
7	Липарито-дацит (игнимбрит)	Гольгинские горы	70,39	1,47	26,0	300	0,7028
8	Липарито-дацит	Крашенинни- кова	71,10	1,32	27,3	226	0,7033
9	Липарит (игним- брит)	Гольгинские горы	71,89	1,37	25,0	400	0,7036
10	Липарит	Хангар	72,62	2,41	61,6	177	0,7035
11	"	Ичинский	75,08	3,66	73,5	100	0,7039
12	"	Кроноцкий	75,43	2,34	79,0	85	0,7031
13	Риолит	"	73,40	2,44	68,0	78	0,7033
14	Риолит, о-в Куна- шир	Менделеева					0,70407
15	Гранит в пемзах	Карымский	73,34	2,59	20,0	280	0,7034
16	Кварцевый трахит	Оксичан	68,64	3,67	77,0	200	0,70339
17	Риодацит	Сопка Горя- чая	—	—	—	180	0,7036
18	Риолит	Бабий Камень	—	—	—	190	0,7033
19	Андезито-дацит (игнимбрит)	Оксичан	61,70	3,56	59,0	700	0,7033
20	Включение кислого состава: плагноклаз биотит	Хангар	—	—	—	—	0,70335
21	Риолит: плагно- клаз биотит	"	—	—	139,1	107,5	0,70413
22	Дацит: плагноклаз биотит	"	—	—	142,2	45,9	0,70343
23	Кислая порода: стекло сферолит стекло биотит	Купол	—	—	181,8	32,3	0,70551
24	Риолит	Крашенинни- кова	—	—	—	—	0,70355
25	Дацит	"	—	—	—	—	0,70365
26	Дацит	Миельна	—	—	98,6	20,7	0,70357
					180,0		0,70365
							0,70399
							0,70391
							0,70314

Приложение. 1—4, 8, 10 — данные К. Хеджа и Г.С. Горшкова (1977), 14—Д.З. Журавлева и др. (1985), 20—26 — В.И. Виноградова и др. (1986, 1986б); остальные — наши, для измерений использовались образцы из коллекций Э.И. Пополитова, В.Д. Пампуры (СибГЕОХИ) и Б.В. Иванова (Институт вулканологии ДВНЦ СО АН СССР).

нец [20] исключают возможность формирования кислых расплавов ККОД в результате плавления сиалической коры по ряду причин. Во-первых, явно противоречит палингенезу наследование кислыми вулканитами геохимического облика базальтов. Во-вторых, высокий уровень содержания литофильных редких элементов в гранитоидных включениях из андезито-базальтов исключает возможность появления исследуемых кислых расплавов за счет плавления коровых пород подобного состава. В-третьих, не согласуется с моделью палингенного генезиса независимость состава андезито-дацитов от характера, строения и мощности земной коры. В-четвертых, вряд ли можно считать случайной приуроченность центров кислого вулканизма к фронтальным частям вулканических поясов, где гранитный слой наименее развит. Наконец, наиболее важным аргументом в пользу мантийного происхождения кислых вулканитов ККОД являются стабильно низкие (0,7028–0,7041) значения первичных Sr-изотопных соотношений, одинаковые для основных и кислых членов серий (табл. 1).

Строго выдержанный, явно инициальный Sr-Nd изотопный состав кислых и основных вулканитов свидетельствует о поступлении стронция и редких земель в исходные расплавы из истощенного мантийного субстрата. В этих условиях изменения изотопного состава Sr и Nd настолько малы, что трудно рассчитывать на получение с их помощью однозначных выводов относительно происхождения и эволюции кислых расплавов. Поэтому вновь обратимся к диаграмме $K(\%) - Rb(\text{г/т})$ предполагая, что именно щелочные элементы, как наиболее подвижные, помогут пролить свет на основные моменты процесса формирования кислых расплавов ККОД. На рис. 2 приведены данные табл. 1, позволившие наметить два геохимических тренда эволюции, из которых один (I) предположительно связывается с плавлением истощенного верхнемантийного субстрата ($K/Rb = 1200$) под действием ювенильного флюида, существенно обогащенного калием и некогерентными элементами ($K/Rb = 300$). Второй тренд (II) соответствует, по-видимому, континуальному поступлению в магмогенерирующий очаг вещества из нижних горизонтов недифференцированной мантии с отношением K/Rb около 530.

К аналогичным заключениям приводит сравнительный анализ связи концентраций Rb и K в лавах многих вулканов ККОД, относимых Э.И. Пополитовым и О.Н. Вольтцом [20] к магматическим сериям разной щелочности (рис. 3). Итак, главным аргументом, доказывающим мантийное происхождение исследованных кислых вулканитов, является полная идентичность Sr-изотопного состава всего ряда комагматов от основных до кислых. Однако при исследовании продуктов вулканизма древнее кайнозойских такой способ доказательства часто оказывается неприемлемым. Рассмотрим это на примере девонских вулканитов юго-западного обрамления Сибирской платформы.

Минуса. Минусинская система впадин является частью Алтае-Саянской области, докембрийские и нижнепалеозойские складчатые структуры которой были охвачены в среднем палеозое процессами сводово-глыбовой активизации. Образовавшиеся при этом впадины входят в состав Минусинского палеорифта [7, 19]. С глубинными разломами, ограничивающими эти впадины, связано становление ниже-среднедевонского вулкано-плутонического комплекса, породы которого отличает глубокая дифференциация

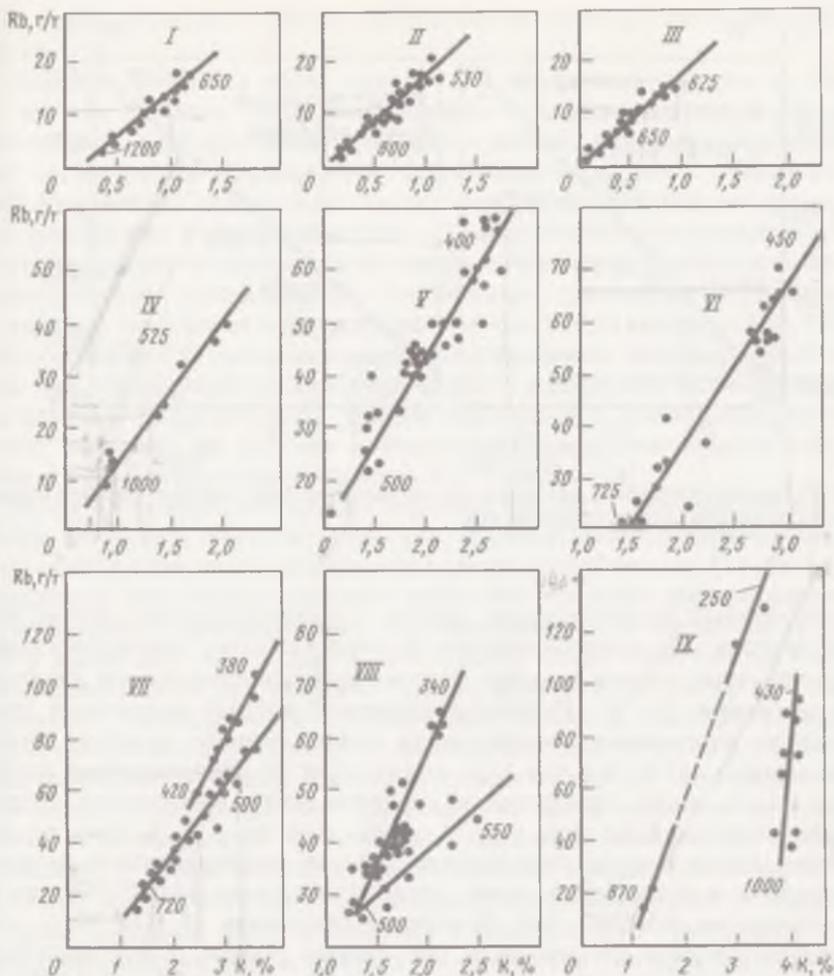


Рис. 3. Генетическая связь рубидия и калия в вулканитах разных по щелочности серий ККОД [20]

I–III вулканы, где проявлена низкокалиевая серия: I – Ильинский, II – Ксудач, III – Головинина и Менделеева (все относится к базальт-дацитовая ассоциации); IV–VI вулканы, где проявлена серия пород умеренной щелочности: IV – Овальная Зимина (базальт-дацитовая ассоциация), V – Хангар (дацитовая ассоциация), VI – Купол (андезит-липаритовая ассоциация); VII, VIII вулканы, где проявлена серия пород умеренной и повышенной щелочности: VII – Ичинский (дацитовая ассоциация), VIII – арельная зона Толбачинского дола (базальт-андезит-базальтовая ассоциация); IX – вулканы, где проявлена серия пород повышенной щелочности, Черпук (базальт-липаритовая ассоциация). Значения K/Pb отношений у концов трендов – наши

ция по основности и щелочности [1, 13]. По своим петро- и геохимическим характеристикам, а также минеральному составу базальтоиды этого комплекса относятся к формации щелочных оливиновых базальтов, включающей две серии: базальт-трахитовую (субщелочную) и щелочно-базальтоидную, из которых по объему доминирует первая [1].

Для исследования были выбраны две группы образцов, представляющих базальтоиды быскарской серии: одна – характеризующая Мину-

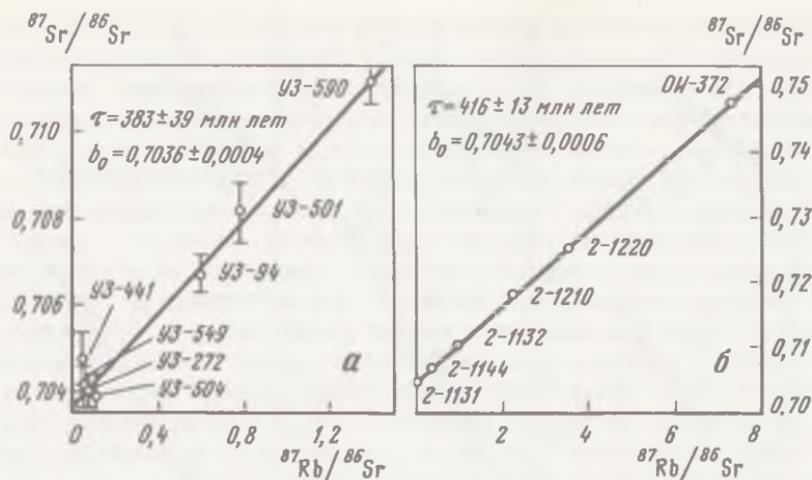


Рис. 4. Рубидий-стронциевые изохроны для вулканитов Минусинской системы впадин (а) и Агульско-Нерчинского грабена (б)

синскую систему впадин в целом, другая — соответствующая одному разрезу в Агульско-Нерчинской впадине Восточного Саяна. Полученные нами Rb-Sr изотопные данные хорошо описываются одностадийными изохронными моделями [6, 8]. Рубидий-стронциевый возраст вулканитов, отобранных из минусинских впадин и из одного разреза, оказался равен соответственно 383 ± 39 и 416 ± 13 млн лет (рис. 4). Для щелочных интрузивных пород этого комплекса в северной части Кузнецкого Алатау получены близкие K-Ar даты от 372 до 414 млн лет [1]. К тому же полученные данные хорошо согласуются с ниже-среднедевонским возрастом эффузивов быскарской серии, установленным по фаунистическим и флористическим остаткам [6]. Первичные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ для вулканитов сборной коллекции и для одного разреза в Агульско-Нерчинской впадине оказались равны соответственно 0.7036 ± 0.0004 и 0.7043 ± 0.0006 (см. рис. 4). Они попадают в область значений Sr-изотопных отношений (0,70278–0,70572), характеризующих базальтоиды океанских островов [2, 30], поэтому существование генетической связи с мантией для вулканитов быскарской серии не вызывает сомнений. Синхронный рост первичных Sr-изотопных отношений и Rb-Sr дат заставляет исключить влияние коровой контаминации на процессы формирования вулканитов, связав наблюдаемые небольшие вариации в изотопном составе стронция в них только с условиями магмогенерации в мантии [8].

КОРОВЫЕ РАСПЛАВЫ

Геолого-петрологические и изотопно-геохимические исследования последних лет со всей определенностью доказали, что магмообразование в земной коре самым тесным образом связано с процессами, происходящими в это же время в мантии Земли. Каким образом это отражается на изотопном составе стронция кислых расплавов, формирующихся в гипа-

биссальных условиях, можно проследить на примере онгонитов Прибайкалья [16].

Байкал. Онгониты были обнаружены в среднем течении р. Утулик в составе сложно дифференцированного редкометалльного дайкового комплекса, представленного монцодиоритами, монцодиорит-порфиридами, диоритовыми порфиридами, граносиенит порфирами, субщелочными лейкогранитами, альбитовыми гранит-порфирами, топазовыми риолитами, онгориолитами и онгонитами [16]. С заключительными фазами Утуликского дайкового комплекса генетически связано редкометалльно-оловянно-вольфрамовая минерализация. Рудоносные гранитоиды отличаются от безрудных обогащенностью глиноземом (до 19,2%), натрием (до 7,2%) и фтором (до 8,4%), повышенными концентрациями редких щелочей и ниобия при пониженных содержаниях бария и стронция. В целом по петрохимическим и геохимическим данным они близки к рудоносным "нигерийским" гранитам [9, 10] или к плюмазитовым редкометалльным лейкогранитам по классификации академика Л.В. Таусона [23].

Rb-Sr изотопные данные для перлитов, риолитов, онгориолитов и онгонитов из разных районов мира, как правило, плохо поддаются обычной изохронной интерпретации в рамках одностадийной модели [18, 21, 28, 34]. Трудности обусловлены многостадийностью процесса формирования субвулканических гипабиссальных тел, сопряженного с явлениями гибридизма и анатексиса. Часто даже в одной дайке можно выделить до 3 и более последовательных фаз внедрения гранит-порфиров, риолитов и онгонитов. Признаки гибридизма и контаминации исходных расплавов наиболее ярко проявляются на начальных стадиях. При этом в типичных ультракислых топазовых риолитах отмечаются реликты чуждых им оливинов и пироксенов, подтверждающих гибридный характер исходных материнских магм, образовавшихся в результате смешения базальтовых мантийных расплавов с коровыми кислыми выплавками. Процесс смешения подтверждается также значительной дисперсией содержаний рубидия и стронция и, как следствие, Rb/Sr отношений в онгориолитах Утуликской рудной зоны. Отмеченные факты заставляют относиться с осторожностью к интерпретации изотопных данных.

Поэтому, прежде чем приступать к анализу полученных изотопных данных, попытаемся в рамках обычной модели смешения, отображающей взаимосвязь рубидия и стронция в расплавах (рис. 5), подтвердить предположение о появлении магматического очага в коре под влиянием ювенильных флюидов и мантийных расплавов основного состава. Тренды, соответствующие калиевому, натриевому и известково-щелочному направлениям эволюции магматических расплавов, выявляют коровый ($Rb = 240$ г/т, $Sr = 5$ г/т, $Rb/Sr = 48$) и мантийный ($Rb = 20$ г/т, $Sr = 190$ г/т, $Rb/Sr = 0,1$) магматические источники, так как столь резко различающиеся геохимические характеристики не могут соответствовать только одному коровому или мантийному очагу. Свидетельством гибридного характера первичных коровых выплавок является расположение фигуративных точек гранит-порфира и топазового риолита на калиевом и известково-щелочном трендах для мантийных производных. Нет сомнений в том, что аномально высокие содержания стронция в этих породах связаны с воздействием базальтового расплава на состав первичных коровых выпла-

Rb, г/г

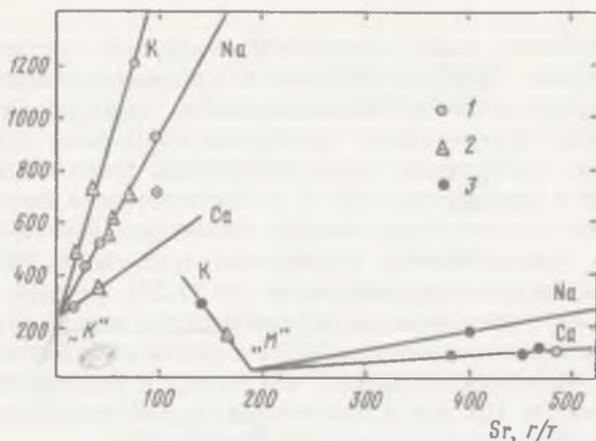


Рис. 5. Геохимические тренды концентраций, соответствующие калиевому, натриево-му и известково-щелочному направлению эволюции магматических расплавов, выявляют начальный мантийный (М) и заключительный коровый (К) источники магматических расплавов

Утуликская рудная зона (Прибайкалье): 1 — риолиты, онгориолиты и онгониты; 2 — лейкограниты и гранит-порфирины; 3 — монцодиориты и диориты порфиритов

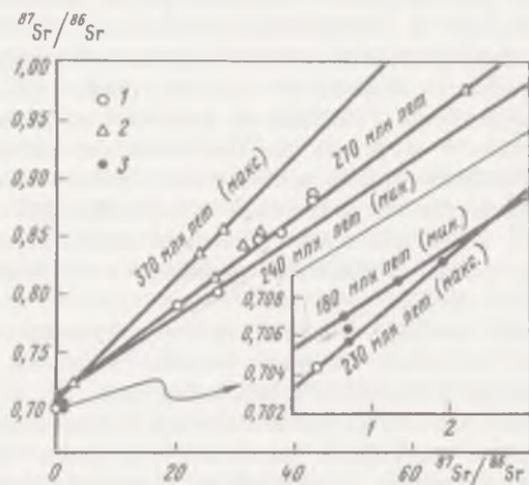


Рис. 6. Рубидий-стронциевые изохроны для риолитов, онгориолитов и онгонитов (1), лейкогранитов и гранит-порфиритов (2), монцодиоритов и диоритов порфиритов (3) Утуликской рудной зоны Прибайкалья

вок. Таким образом, коровые и мантийные производные Утуликского дайкового комплекса необходимо датировать отдельно. Причем надо иметь в виду возможность завышения Rb-Sr возраста для коровых гранитоидов за счет снижения первичного Sr-изотопного отношения и занижения возраста монцодиоритов и диоритовых порфиров благодаря росту отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в базальтовом расплаве.

В связи с изложенным уже не вызывают недоумения резко дискордатные средние значения Rb-Sr возрастов (рис. 6), полученные для всей суммы утуликских гранитоидов (285 млн лет), с одной стороны, и монцодиоритов с диоритовыми порфиритами (212 млн лет) — с другой, сформировавшихся в этой структурной зоне практически одновременно. Теми же причинами объясняется значительный разброс точек относительно общих изохрон. Расчет возраста для проб, характеризующих разные направления эволюции магматических расплавов, обнаружил, что значения возрастов для гранитоидов меняются в пределах от 270 до 250 млн лет при минимальном возрасте 240 млн лет, тогда как для монцодиоритов аналогичные оценки попадают в интервал от 180 до 210 млн лет при максимальном значении 230 млн лет. Следовательно, наиболее реальным для пород Утуликского комплекса следует считать возраст равный 235 млн лет, заключенный между минимальным "гранитным" и максимальным "монцодиоритовым". Более точная возрастная привязка, по-видимому, возможна по серии образцов специально подобранных гибридных пород, в равной мере отражающих химический состав гранитоидов и монцодиоритов и укладывающихся на одну рубидий-стронциевую изохрону.

Забайкалье. Дарасунская рудно-магматическая система (РМС) является одной из самых крупных в Восточном Забайкалье. Как и все другие подобные РМС в этом регионе, она генетически связана с латитовым магматизмом [24, 25]. Поскольку мантийная природа шошонит-латитовых магм сомнений не вызывает, то особое значение для нас приобретает проблема установления источника кислых расплавов и рудных компонентов, повышенные концентрации которых зафиксированы в магматитах латитовых серий. Дарасунская РМС локализуется на пересечении Кличкинско-Дарасунской зоны глубинных разломов мантийного заложения с Жарча-Восходовской зоной коровых разломов и морфологически отображается вулкано-полукупольной структурой, имеющей диаметр по длинной оси до 17 км. Ядро вулканической постройки слагают субвулканические тела плагиогранитов с фациальными переходами в плагиогранит-порфиры, плигопорфиры, фельзиты и фельзит-порфиры. Вдоль северо-западной периферии Дарасунской вулканоструктуры сосредоточены покровы вулканитов различного состава: андезитов, дацитов, трахиандезитов, латитов, трахидацитов, порфириковых разновидностей перечисленных пород, кварцевых порфиров, плагиопорфиров, фельзитов, вулканических стекол. Кислые вулканиты сосредоточены обычно в верхней части разреза и содержат обломки порфиритов более основного состава [27].

Золотое оруденение Дарасунской РМС пространственно и генетически связано с малыми интрузиями плагиогранит-порфиров и эксплозивными брекчиями. Калий-аргоновый возраст плагиогранит-порфиров оказался равным 170 ± 10 млн лет, диоритовых порфиритов — 174 ± 10 млн лет и кислых эффузивов — 164 ± 7 млн лет [27]. Рудные тела локализуются в габброидах, испытавших разную степень гранитизации, в гранитоидах и субвулканических телах плагиогранитов. Все породы, в том числе и малые интрузии, пропилитизированы, а на контактах с рудными жилами они испытали лиственитизацию или березитизацию.

Полученные Rb-Sr изотопные данные использованы для построения изохрон (рис. 7) и для расчета возрастов. Результаты изохронного дати-

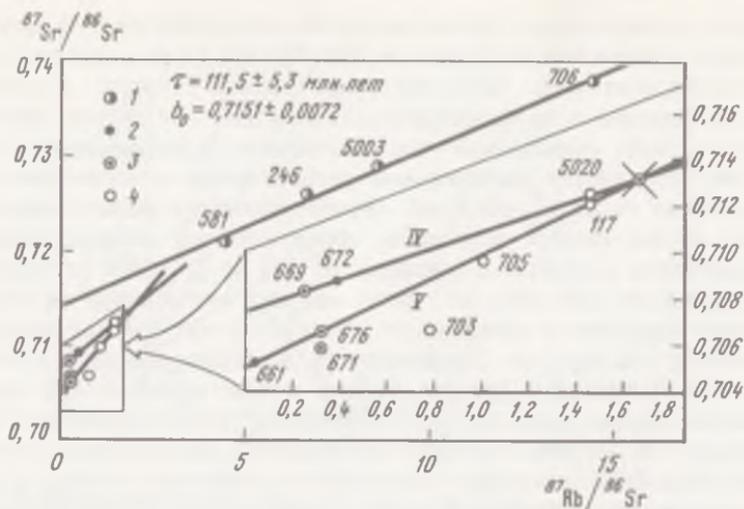


Рис. 7. Рубидий-стронциевые изохроны для фельзитов (1), трахиандезито-базальтов (2), трахидацитов (3) и плагиигранит-порфиоров (4) Дарасунской рудно-магматической системы

рования процесса рудоотложения по метасоматитам и карбонатам свидетельствуют о непрерывности процесса гидротермальной деятельности — от появления пропилитов через листовениты, березиты, рудные тела до формирования пострудных карбонатов в период от 150 до 145 млн лет [15]. Даты, вычисленные для всей совокупности латитов, трахидацитов и плагиигранит-порфиоров по двум пересекающимся линиям регрессии, оказались равны 201 ± 35 и 311 ± 19 млн лет при первичных Sr-изотопных отношениях $0,7079 \pm 0,0045$ и $0,7050 \pm 0,0002$. Аномально высокие значения сильно различающихся возрастов для вулканитов одного комплекса не согласуются с реальными геологическими наблюдениями. По-видимому, прямые IV и V на рис. 7 следует рассматривать не как изохроны, а как линии смешения. При этом возможны два варианта интерпретации, так как в качестве общего конечного члена в процессе смешения может выступать и коровая и мантийная компонента. В данном случае этот общий член определяется по точке пересечения линий смешения со следующими координатами: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{совр}} = 0,7130$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 1,7$, что соответствует отношению $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,61$. Если исходить из предположения о коровой природе рассматриваемого общего члена, то придется признать, что от 40 до 80% корового материала входит в состав латитов и плагиигранит-порфиоров Дарасунской РМС, что явно нереально. Более достоверным представляется чисто мантийное происхождение этих пород. Формирование исходных расплавов могло происходить за счет взаимодействия двух различных мантийных резервуаров, одним из которых была частично истощенная мантия со Sr-изотопными отношениями в пределах от 0,7050 до 0,7080. В этот интервал обычно попадают значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ для пород рудоносных шошонит-латитовых серий.

Другим гомогенным мантийным резервуаром, характеризующимся современным Sr-изотопным отношением равным 0,7130 и содержащим

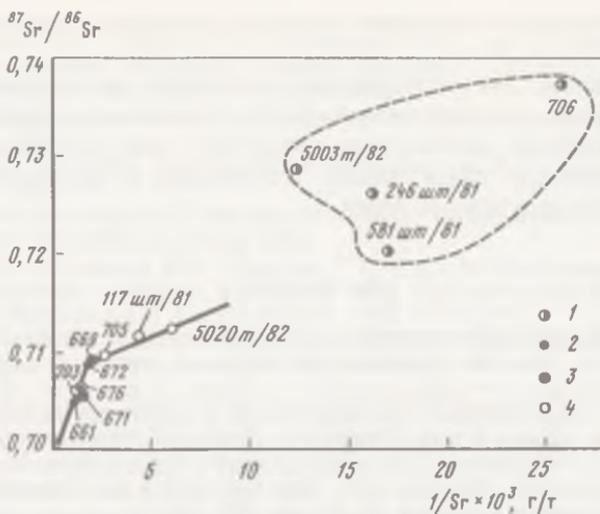


Рис. 8. Анализ Sr-изотопных данных в рамках традиционной модели смешения подтверждает коровую породу фельзитов (1) и мантийный генезис трахиандезито-базальтов (2), трахидацитов (3) и плагиогранит-порфиров (4)

Мантийные производные располагаются на линиях смешения, характеризующих две стадии общего процесса их образования. В отличие от них коровые выплавки образуют облако точек, так как фельзиты появляются в результате плавления субстрата достаточно пестрого состава

неограниченные количества некогерентных и рудных компонентов, является недифференцированная мантия [17]. В этом случае находят разумное объяснение многочисленным фактам, свидетельствующим о росте Sr-изотопных отношений с глубиной генерации мантийных расплавов, с увеличением щелочности и кремнекислотности рудоносных фаз основных и кислых расплавов длительно развивающихся РМС. В соответствии с существующими оценками Rb/Sr отношение в различных горизонтах стратифицированной мантии изменяется от 0,01 до 0,08. Полученное значение, равное 0,61, свидетельствует о процессах концентрирования редких и рудных элементов в наиболее глубокой флюидной фазе, формирующейся в недифференцированном мантийном субстрате. Без такого процесса концентрирования образование Дарасунского золоторудного месторождения вряд ли было бы возможно.

Дополнительным наглядным подтверждением мантийной природы единого ряда латиты-плагиогранит-порфиры служат построения в рамках модели смешения на диаграмме в координатах Sr-изотопный состав—отношение $1/Sr$ (рис. 8). Нетрудно видеть, что и здесь фиксируются два этапа эволюции латит-трахидацитовых и плагиогранит-порфировых расплавов, ранее выявленных с помощью псевдоизохрон и образующих единый генетический ряд. Мантийные производные располагаются здесь на линиях смешения, имеющих разные углы наклона и характеризующих две стадии общего процесса их образования. В соответствии с этой моделью фельзиты должны быть связаны с коровым магматическим очагом, о чем свидетельствует облако фигуративных точек, возникшее, как можно пред-

положить, в результате плавления корового субстрата достаточно пестрого состава.

Таким образом, для установления мантийной или коровой природы кислых расплавов успешно используются Sr-изотопные данные, причем их информативность многократно возрастает, если одновременно исследуются генетические связи между щелочными и щелочно-земельными элементами в исследуемых породах.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреева Е.Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Недра, 1968.
2. *Балашов Ю.А.* Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985.
3. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.* Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги — ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986.
4. *Герасимовский В.И., Поляков А.И., Дурасова Н.А.* и др. Исландия и срединно-океанический хребет. Геохимия. М.: Наука, 1978. 184 с.
5. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967.
6. *Ершов В.В., Пахольченко Ю.А., Плюснин Г.С.* и др. Rb-Sr возраст и генезис быскарской серии Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, № 2.
7. *Зубков В.С.* К сопоставлению щелочных оливин-базальтовых формаций Минусинской системы впадин и Байкальского рифта // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986.
8. *Зубков В.С., Пахольченко Ю.А., Сандиминова Г.П.* и др. Rb-Sr возраст и генезис щелочных оливиновых базальтов Минусинской системы впадин // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 4.
9. *Коваленко В.И.* Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
10. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты (топазосодержащие кварцевые кератофиры, субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов). М.: Наука, 1976.
11. *Литвиновский Б.А.* Граниты и мантия // Геология и геофизика. 1983.
12. *Литвиновский Б.А., Плюснин Г.С., Сандиминова Г.П.* и др. Пермские щелочные гранитоиды Забайкалья (Новые Rb-Sr даты) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 277, № 4.
13. *Луцицкий И.В.* Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
14. *Луцицкий И.В.* О кислых магматических породах океана // Геотектоника. 1973. № 5.
15. *Пахольченко Ю.А., Зорина Л.Д., Плюснин Г.С.* Первые Rb-Sr даты для метасоматитов Дарасунского рудного узла в Забайкалье // Докл. АН СССР. 1988. Т. 295, № 5.
16. *Перелыев В.И., Николаев В.М., Плюснин Г.С.* Rb-Sr возраст онгонитов Прибайкалья // Там же. Т. 292, № 2.
17. *Плюснин Г.С.* Sr-изотопная модель формирования базальтоидов и взаимодействие кора-мантия // XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1986.
18. *Плюснин Г.С., Захаров М.Н., Николаев В.М.* и др. Рубидий-стронциевый возраст кислых эффузивов ольской свиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287, № 5.
19. *Плюснин Г.С., Зубков В.С.* Sr-изотопный состав и проблемы генезиса щелочных оливиновых базальтов Минусинского и Байкальского рифтов // XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1986.
20. *Пополитов Э.И., Вольнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
21. *Самойлов В.С., Коваленко В.И., Сандиминова Г.П.* и др. Первые Rb-Sr даты для онгориолитов Монголии // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 1.

22. Сандимирова Г.П., Плюснин Г.С., Коваленко В.И. и др. О возрасте щелочных гранитов Монголии (на примере массива Хан-Богдо) // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980
23. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977.
24. Таусон Л.В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология руд. месторождений. 1982. № 3.
25. Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н. и др. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982
26. Таусон Л.В., Собаченко В.Н., Плюснин Г.С. и др. Рубидий-стронциевый возраст рапакивиоподобных гранитов и метасоматитов Катугино-Аянской зоны (Северо-Восточное Забайкалье) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 5.
27. Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972. 260 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 98).
28. Compston W., McDougall I., Wyborn D. Possible twostage ^{87}Sr evolution in the Stockdale Rhyolite // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 61. P. 297–302.
29. Condomines M., Grönvold K., Hooker P.J. et al. Helium, oxygen, strontium, and neodymium isotopic relationships in Icelandic volcanics // Ibid. 1983. Vol. 66. P. 125–136.
30. Dosso L., Murthy R. A Nd isotopic study of the Kerguelen islands: inferences on enriched oceanic mantle sources // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 48. P. 268–276.
31. Hart S.R., Schilling J.-G., Powell J.L. Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry // Nature. Phys. Sci. 1973. Vol. 246. P. 104–107.
32. Oskarsson N., Sigvaldason G.E., Steintnorsson S. A dynamic model of rift zone petrogenesis and regional petrology of Iceland // J. Petrol. 1982. Vol. 23. P. 28–74.
33. Schilling J.-G., Zajac M., Evans R. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N // Amer. J. Sci. 1983. Vol. 283. P. 510–586.
34. Smith I.E.M., Compston W. Strontium isotopes in Cenozoic volcanic rocks from Southeastern Papua New Guinea // Lithos. 1982. Vol. 15. P. 199–206.

УДК 550.93

*М.Н. Масловская, К.Н. Егоров, Т.И. Колосницына,
А.П. Секерин, Б.М. Владимиров, С.Б. Брандт*

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЯ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРИ

Кимберлиты обычно локализуются в тектонически неактивных областях древних платформ, или кратонах. Проявления кимберлитового магматизма на территории Сибири известны в центральной и краевой частях древнего кратона, представляющего собой фундамент Сибирской платформы.

Согласно существующим воззрениям [2, 14], кимберлиты зарождаются глубоко в земной мантии, на глубине порядка 300 км. В виде капли — части первичного диапира — они затем поднимаются к земной поверхности, проламывая кристаллический фундамент платформы (рис. 1). При своем подъеме кимберлитовый расплав захватывает материал боковых пород мантии и нижней коры, который остается в нем в виде включений, ксенокристов и т.п. По мере подъема и охлаждения расплав начинает осаждать

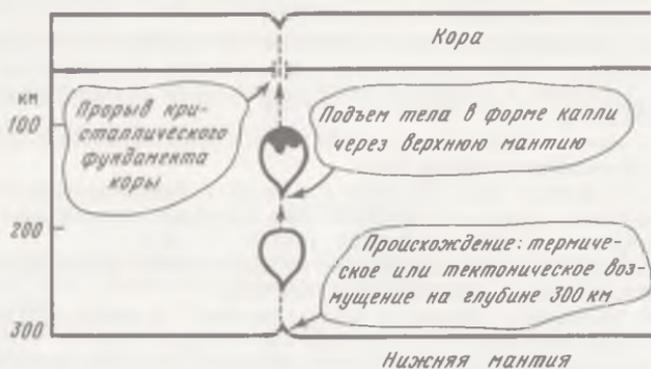


Рис. 1. Схема образования кимберлитов

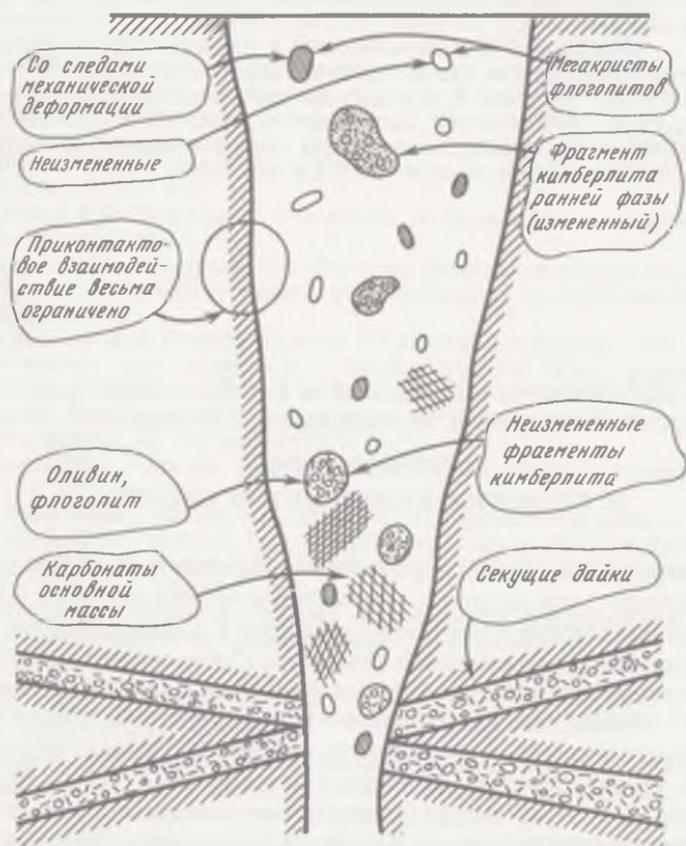


Рис. 2. Строение и состав действительной кимберлитовой трубки

свои собственные минералы. Во многих случаях в кимберлитовых интрузиях встречаются включения ранее консолидированных фаз кимберлитов.

Таким образом, кимберлитовые тела приобретают сложный состав. На рис. 2 представлены типичный состав и строение кимберлитовой трубки. Наряду с основным телом имеет место система секущих даек в прикорневой части трубки. Основное кимберлитовое тело неоднородно. Генетически несвязанные компоненты этой гибридной системы, будучи автономными, обладают собственными радиометрическими часами, показания которых могут быть перераспределены в результате взаимного влияния в момент образования или дальнейшей эволюции этой системы.

Как определить точный возраст становления кимберлитов, когда и как в действительности они формировались и эволюционировали?

Мы пытались ответить на эти вопросы, рассмотрев матричные минералы, т.е. собственно кимберлитовые образования, фенокристы флогопитов, генезис которых недостаточно ясен [5, 9, 10], обломки кимберлитов, принадлежащие более ранним интрузивным фазам, а также измененные вмещающие породы из зоны контакта с кимберлитом. Этот материал изучен рубидий-стронциевым изохронным методом, а также с помощью построения систематики изотопов стронция. Исследовались кимберлиты сложно построенной трубки Удачная, сопряженной с центральной частью Сибирской платформы.

Рубидий и стронций анализировались методом изотопного разбавления на масс-спектрометре МИ-1201, снабженном приставкой регистрации масс ПРМ-1. Примененный для изотопного разбавления раствор индикатора обогащен ^{87}Rb и ^{84}Sr . Он был приготовлен на основе моноизотопного трассера ^{84}Sr NBS-SRM-988. Это позволило учесть влияние изотопного фракционирования при масс-спектрометрическом анализе стронция и проводить нормализацию к отношению $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Воспроизводимость параллельных анализов отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ соответственно составляла 0,04 и 0,8%.

При расчете параметров изохрон и их погрешностей применялся полиномиальный МНК [4, 8]. Весь изохронный материал — валовые пробы и минеральные фазы — для освобождения от карбоната, пропитывающего породу и содержащего значительные количества стронция, предварительно обрабатывались разбавленными уксусной и соляной кислотами. Аналогичный подход при изучении изотопно-геохимических характеристик южноафриканских кимберлитов использован впервые Барретом [6], Барретом и Бергом [7].

Крупные вкрапленники флогопита, так называемые мегакристы, — большие одноминеральные образования, достигающие нескольких сантиметров в диаметре. Иногда они изменены до хлорита, в некоторых случаях обнаруживают следы катаклаза в виде хорошо выраженной системы трещин отдельности и следов пластической деформации. Они могли кристаллизоваться из кимберлитового расплава либо быть захваченными.

В табл. 1 представлены результаты определения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержаний Rb и Sr в фенокристах флогопитов и мелкочешуйчатой слюде из основной массы. На рис. 3 данные представлены в изохронных координатах. Неизмененные вкрапленники флогопита вместе со слюдой основной массы образовали изохрону, определившую возраст 341 ± 2 млн

Таблица 1

Rb-Sr данные для флогопитов трубки Удачная

№ пробы	Характеристика образца	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
E-1	Вкрапленник флогопита, более 2 см в диаметре; из слабоизмененного кимберлита	1181	137,7	24,90	0,8228
E-2	То же	1028	15,22	214,60	1,7557
E-3	То же; из интенсивно измененного кимберлита с серпентин-карбонатной основной массой, пластинки слюды деформированы	1121	15,51	229,80	1,779
E-4	Крупный вкрапленник флогопита размером 1,5–2 см, полностью хлоритизирован; из измененного кимберлита	310,2	46,95	18,90	0,8087
E-5	Крупный вкрапленник флогопита из неизмененного кимберлита; имеются следы катаклаза. Глубина отбора более 400 м	420,1	45,19	27,2	1,046
E-6	То же	670,2	15,61	135,6	1,860
E-7	Вкрапленник флогопита из слабоизмененного кимберлита; со следами механической деформации	1060	19,54	175,4	1,891
E-9	Крупный вкрапленник флогопита размером 4–5 см; из измененного кимберлита	1062	13,40	256,50	1,9391
E-10	Крупный вкрапленник из слабоизмененного кимберлита	416,2	30,63	39,89	0,8965
E-12	Крупный кристалл флогопита, свежий; имеется кальцит в сростках; пластинки слюды деформированы. Вмещающий кимберлит изменен	1141	8,112	476,5	2,994
E-13	То же	844,3	9,280	298,8	2,081
76-875	Идиоморфные кристаллы слюды из основной массы неизмененного кимберлита	490,5	45,6	31,43	0,8572

лет с начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7030 \pm 0,0007$. СКВО для линии регрессии составляет 4,75, что не превышает 1 при уровне значимости 0,05 (расчет по II и III моделям Макинтайра [15] дает цифры 340 и 341 млн лет).

Часть вкрапленников, обнаруживающих следы механических деформаций, т.е. испытавших дополнительные стрессы в твердом состоянии, отражают явно более древний возраст, хотя и не образуют собственной изо-

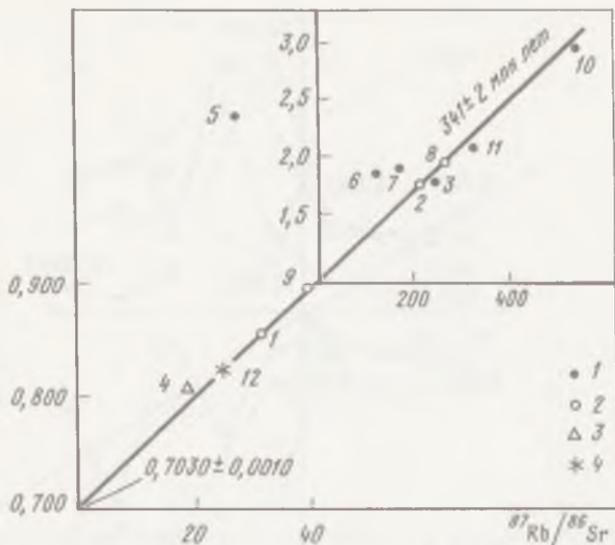
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 

Рис. 3. Рубидий-стронциевая диаграмма для различных типов флогопитов (центральная часть платформы)

1 — вкрапленники со следами механической деформации; 2 — неизменные кристаллы; 3 — хлоритизированный вкрапленник; 4 — слюда основной массы. Номера точек соответствуют данным табл. 1

хроны. Эволюция Rb-Sr систем этих слюд с момента кристаллизации не была одностадийной. Можно предположить, что в момент образования изохроны (становления кимберлитового тела) древние флогопиты (ксенокристы) попали в физико-химическую обстановку, обусловившую импрегнацию рубидия и потерю радиогенного стронция. Последнее может быть результатом уравнивания с кимберлитом. Такой гипотетический механизм объяснил бы "попадание" ксеногенных флогопитов на изохрону.

Сам факт образования изохроны по вкрапленникам, учитывая их однородность по содержаниям рубидия и широкий разброс по стронцию, по видимому, нужно связать прежде всего с выносом из них стронция на постмагматическом этапе становления тела. Такой вынос мог происходить в процессе первичной серпентинизации кимберлитов, совмещенной в пределах погрешности данных с моментом формирования (кристаллизации) кимберлитового тела.

Значения возраста проверены нами на минеральном новообразовании в зоне контакта кимберлитовой жилы с вмещающими осадочными породами. Вмещающие породы представлены доломитизированным известняком с примесью силикатного материала — биотита, каолинита, кварца. Изменения минерального химического и изотопного составов (рис. 4, 5) под влиянием кимберлита прослеживаются в приконтактной зоне мощностью не более 10 см. Изохрона, построенная по силикатным составляющим проб из зоны, определила возраст 345 ± 20 млн лет и начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное $0,7080 \pm 10$ (простой МНК). Получение изохронной

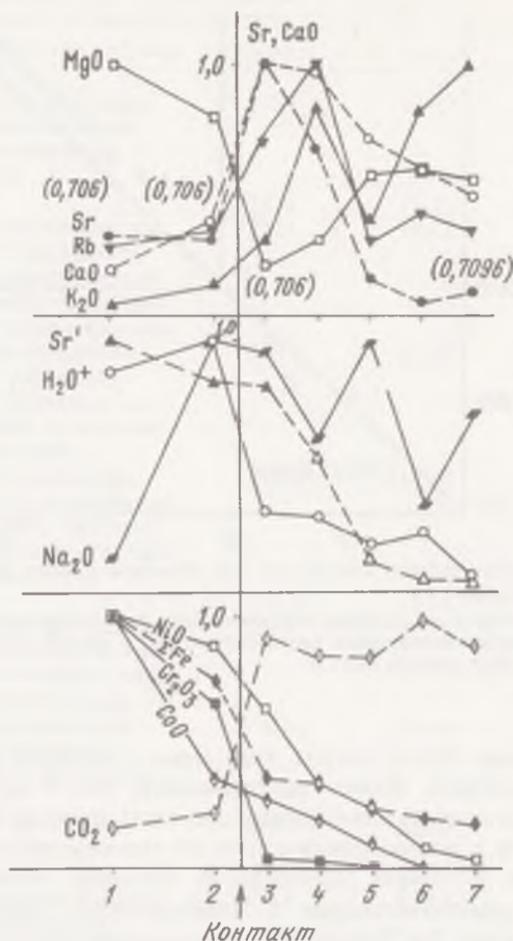


Рис. 4. Зональности элементов для кимберлитовой жилы C/C_{\max} — отношения концентрации элемента в рассматриваемой зоне к максимальной

Пробы 2–5 отобраны на расстоянии 1,5 см друг от друга вкrest простирания жилы; проба 1 — из центра жилы; 6, 7 — неизмененные вмещающие породы; Sr' — содержание стронция в карбонатной составляющей пробы. Цифры в скобках — отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатной составляющей

зависимости свидетельствует об изотопной однородности начального стронция в силикатных минералах — серпентине и гидрослюде, образованных с участием водной фазы.

В трубке Удачная встречается в виде обломков различной величины и морфологии слюдяная разновидность кимберлитов с диопсидом в основной массе. Полнокристаллическая основная масса сложена оливинном, флогопитом, клинопироксеном, рудными минералами. Оливин формирует идиоморфные кристаллы величиной 0,5–0,8 мм в количестве до 20%. Флогопит образует кристаллографически правильные таблички (средний

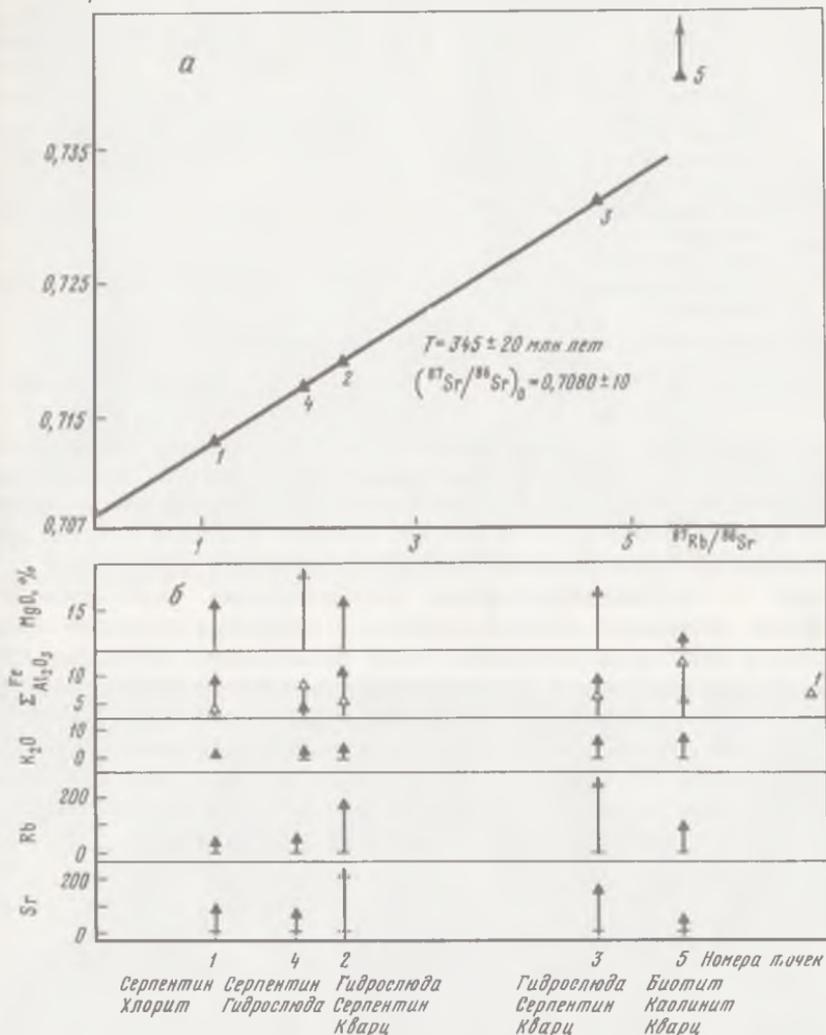


Рис. 5. Изменения изотопного (а) и химического (б) составов в породах из зоны контакта

Номер точки соответствует уменьшенному на единицу номеру рис. 4. Rb-Sr изохрона — по силикатной составляющей проб; 1 — содержание Al_2O_3 ; содержание Rb и Sr, в мкг/г

размер 0,3 мм) с четким зональным строением. Их количество составляет 30–35 об.%. Оливин и флогопит из основной массы неизменного слюдяного кимберлита (рис. 6, табл. 2) определяет возраст 352 млн лет и начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равное 0,7046. Мелкочешуйчатый флогопит из серпентинизированного автолита (рис. 7, 8) явно потерял Rb и Sr по сравнению с неизменным на каком-то этапе своей истории, что привело к занижению возраста (см. табл. 2).

Таблица 2

Rb-Sr данные для автолитов слюдяного кимберлита

№ пробы	Минерал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\frac{87}{86}\text{Rb}$	$\frac{87}{86}\text{Sr}$	Возраст, млн лет
					$\frac{86}{86}\text{Sr}$	
E-8	Оливин	4,392	7,950	1,592	0,7128	352
E-8	Мелкочешуйчатый флогопит	455,1	61,34	21,69	0,8134	352
86-178	Мелкочешуйчатый флогопит (центр автолита)	369,9	38,84	25,64	0,8217	320*
86-178	То же (оторочка автолита)	431,1	34,08	37,22	0,8760	323*

*Рассчитаны при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном 0,7050.

Итак, кимберлиты — крайне сложные тела, гетерогенные как по своему составу, так и в возрастном отношении. В то время как контактовые взаимодействия, основная масса кимберлитов, вкрапленники позволяют оценить возраст трубки в 341 ± 2 млн лет, имеются указания на более древние образования, подтвержденные полной или частичной переработке.

Наряду с геохронометрическими исследованиями были проведены определения изотопного состава стронция в минералах основной массы: кальцитах и некоторых силикатах. Такие исследования оправданы лишь тогда, когда данные могут быть сведены в изотопную систематику. Например, широко проявленные в природе процессы смешения диагностируются вполне определенными закономерностями изменения изотопного состава. В работе [5] показано, что смешение вещества двух источников (1 и 2) приводит к гиперболической зависимости между изотопными составами и содержаниями стронция в смешанных системах;

$$\frac{b_1 - b}{b - b_2} = \beta \frac{C_1 - C}{C - C_2}, \quad (1)$$

где $b = ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; C — содержание элемента, например стронция; $\beta = ^{86}\text{Sr}_2 / ^{86}\text{Sr}_1$.

Уравнение (1) легко преобразовать в следующую форму:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = A/(C + A/B) + G/B,$$

где A, B, G — функции от $b_{1,2}, C_{1,2}, \beta$.

Так как $C \gg A/B$, то

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = \frac{A}{C} + \frac{G}{B}$$

уравнение прямой в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 1/\text{Sr}$.

Итак, двухкомпонентное смешение на диаграмме изотопный состав стронция—обратная концентрация стронция представляется как прямая. Фигуративные точки проб, являющихся смесью трех веществ, на этой диаграмме будут занимать поле, ограниченное тремя прямыми, представляющими граничные ряды двухкомпонентного смешения в отсутствии



Рис. 6. Автолит неизмененного слюдяного кимберлита (E-8) – включение в массивном кимберлите трубки Удачная (глубина 400 м).



Рис. 7. Измененный слюдяной кимберлит – включение в брекчиевом слюдяном кимберлите трубки Удачная (край обломка, обр. 86-178)

Крупные удлиненно-таблитчатые кристаллы флогопита погружены в серпентин-магнетитовую основную массу. Таблички флогопита деформированы, изогнуты



Рис. 8. Центральная часть обломка слюдяного кимберлита (обр. 86-178)

Мелкие идиоморфные кристаллы флогопита. Серпентиновые псевдоморфозы по оливину и разнообразные выделения рудных минералов слагают основную массу

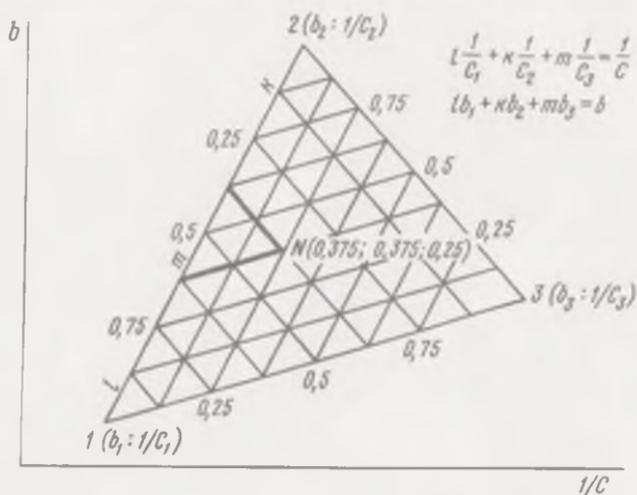


Рис. 9. Трехкомпонентная диаграмма смешения для изотопов стронция (принцип определения долевого участия Sr компонентов в смеси)

третьего компонента (рис. 9). Вершины образованного прямыми смешения треугольника определяют изотопный состав ($b_{1,2,3}$) и содержание ($C_{1,2,3}$) стронция в одном из трех исходных смешивающихся компонентов (реперах). Подобно петрологической тройной диаграмме химического состава, такой треугольник изотопных составов (см. рис. 8) позволяет

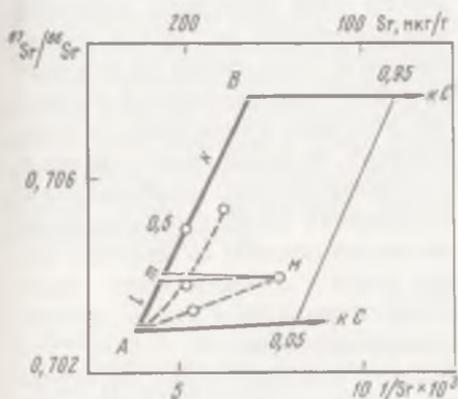
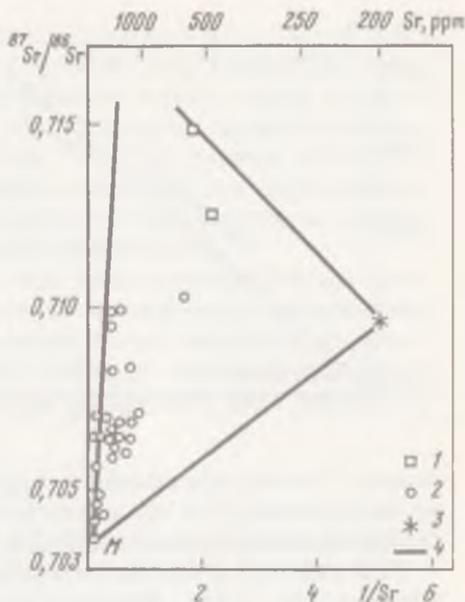


Рис. 10. Формирование изотопного состава стронция в породах офиолитового комплекса по [14]

Рис. 11. Систематика изотопов стронция в кальцитах кимберлитов

1 — силикатные породы кристаллического фундамента Сибирской платформы; 2 — кальциты основной массы; 3 — карбонаты осадочного чехла; 4 — прямые смешения; М — наименьшее значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (мантийное)



определить относительные доли (l , k , m) и природу компонентов, составляющих смесь. Каждой точке в треугольнике изотопных составов соответствует однозначный состав смеси (C) и изотопный состав (b) стронция. В точке N , например, смесь содержит 37,5% компонента 1; 37,5% компонента 2 и 25% компонента 3.

В качестве примера применим тройную диаграмму смешения к вопросу о влиянии морской воды на породы офиолита Семайл, химический и изотопный составы которых подробно изучены в работе Мак Каллоха и др. [14]. На рис. 10 представлена диаграмма смешения для этого случая. Она отражает смешение стронция трех источников: мантийного (A) — вещества типа MORB, осадочного (B) и морской воды (C). Точка морской воды имеет координаты $10^3/8$; 0,7093. Она выходит за пределы рисунка. Влияние морской воды на изотопный состав незначительно, явно прослеживается ветвь влияния океанических осадков.

Трехкомпонентная диаграмма смешения была использована нами при выяснении генезиса кальцита в кимберлитах. На диаграмме рис. 11 представлены фигуративные точки кальцитов и двух ксенолитов пород кристаллического фундамента платформы. Фигуративные точки располагаются внутри треугольника, вершины которого соответствуют реперам: мантийному (M), осадочно-карбонатному и корово-силикатному, изотопное отношение которого превосходит 0,711. Видно, что большая часть точек

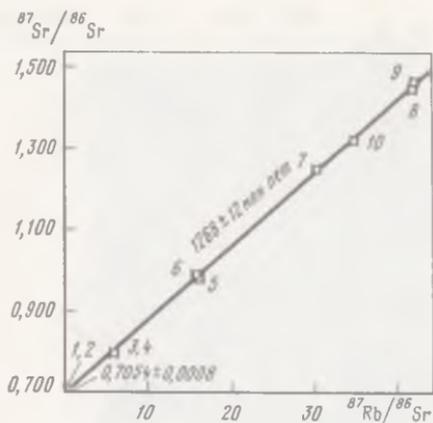


Рис. 12. Rb-Sr изохрона для кимберлитовой жилы Присяяня (южная окраина Сибирской платформы)

принадлежит прямой мантийно-корового ряда смешения. Ксеногенные флогопиты, так же как другие силикаты, показанные на диаграмме, могут рассматриваться в качестве корового контамината. Следовательно, большая часть стронция, ассимилированного кимберлитом и входящего в состав кальцита, имела своим источником силикатные ми-

нералы. Участие вмещающего осадочного чехла в формировании было незначительным. Это неудивительно, так как первородная капля должна была проломить кристаллический фундамент платформы.

Известно, что в постагматической истории кимберлитовых тел играла большую роль вода. Влияние постагматических гидротермальных процессов сказывалось на перестройке Rb-Sr систем силикатных минералов, как показало данное исследование. Серпентины и флогопиты основной массы отчетливо зафиксировали влияние метеорной воды на кимберлиты в вариациях $\delta^{18}\text{O}$ и δD [1, 12, 18, 19]. Адекватное влияние этого агента на изотопию стронция в кальцитах основной массы, обладающих максимальными концентрациями стронция, исключается вследствие его слабой минерализации по стронцию.

Еще Митчел и Крокет [15] отмечали отсутствие влияния серпентинизации на изотопный состав стронция кимберлитов. Позднее Пауль [18], Боливар и Брукинс [10] показали, что повышение изотопного отношения стронция в кимберлитах нельзя связать с процессами их вторичной переработки — серпентинизацией и вторичной карбонатизацией.

В нашем примере взаимодействия на контакте также явно проявляется инертность изотопных систем стронция кальцитов по отношению к серпентинизации. Кальцит из экзоконтакта (см. рис. 4), представляющий собой смесь осадочного и привнесенного в зону, идентичен по изотопному составу стронция с кальцитом из центра жилы.

Изотопный опыт показывает, что такие глубинные породы, как перидотиты, дуниты, гипербазиты, обладают удивительно однородным и низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — порядка 0,7030. В то же время порода несомненно глубинная — кимберлиты характеризуются целым спектром значений от 0,7040 до 0,7200. Наши исследования проливают свет на причину проявления высоких отношений, но пока не дают ответа на вопрос о месте обогащения кимберлитов щелочами.

Мы сфокусировали внимание на особенности поздней стадии процесса становления кимберлитов. Что касается общего временного интервала проявления кимберлитового магматизма в центральной части Сибирской платформы, то он занимает период от мела до девона согласно данным ряда авторов [3, 4].

Нами было проведено также рубидий-стронциевое определение возраста кимберлитов одной из жил краевого выступа юга Сибирской платформы. Изохрона для них по флогопиту основной массы, породе в целом (силикату) и карбонатам приведена на рис. 12. Возраст оказался равным 1268 ± 12 млн лет при начальном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равном $0,7050 \pm 10$. Хотя это значение для рифейского события выше, чем для карбонового, но оно достаточно низко и снова свидетельствует о незначительном участии древних вмещающих пород в формировании кимберлитов.

Итак, формирование кимберлитовых тел было многостадийным процессом. Слюдяной кимберлит с диопсидом в основной массе принадлежит ранней фазе внедрения. Само происхождение слюды недостаточно ясно. Проявления кимберлитового магматизма в Сибири, также как и на платформах Южного полушария, имело место, по крайней мере начиная с верхнего протерозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Девирц А.Л., Лагутина Е.П., Уханов А.В. и др. D/H в серпентине из кимберлитовых трубок Якутии // Всесоюз. симпоз. по стабил. изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1982.
2. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
3. Дэвис Г.А., Соболев Н.В., Харьков А.Д. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // Докл. АН СССР, 1980. Т. 254, № 1.
4. Зайцев А.И., Зольников Г.В., Ковальский В.В. и др. Рубидий-стронциевая изотопная геохимия кимберлитовых пород трубки Мир. Якутск: Якут. фил. СО АН СССР, 1984.
5. Лепин В.С., Егорова Т.В., Масловская М.Н. и др. Изотопный состав стронция как индикатор смещения в геохимических процессах // Физические и химические методы исследования горных пород и минералов. Иркутск: СО АН СССР, 1977.
6. Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченко О.А. Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974.
7. Allsopp H.L., Kramers J.D., Miller J.A. et al. A review of the application of the Rb-Sr, U-Pb and K-Ar methods to the dating of kimberlite pipes with special reference to the occurrence of anomalously old ages // Kimberlite Symp. 11: Extend. abstr. Cambridge, 1979. P. 26-27.
8. Allsopp H.L., Barrett D.R. Rubidium-Strontium age determination on South African kimberlite pipes // Phys. and Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 605-617.
9. Barrett D.R., Berg G.W. Complementary petrographic and Strontium-isotope ratio studies of South African kimberlite // Ibid. P. 619-634.
10. Bolivar S.L., Brookins D.G. Geophysical and Rb-Sr study of the Creek Akku kimberlite // Kimberlites, Diatremes and Diamonds: their Geol., Petrol. and Geochem: II Intern. Kimberlite Conf. Wash. (D.C.), 1979. Vol. 1.
11. Davidson C.F. The kimberlites of the USSR // Ultramafic and related rocks / Ed. P.J. Wyllie. N.Y.: Wiley, 1967. N 4. P. 251-256.
12. Botkunov A.L., Brandt S.S., Yegorov K.N. et al. Isotopic composition of hydrogen in some minerals of Eastern Siberia // Isotope Colloq. "Freiberg 85": Abstracts. Freiberg, 1985. P. 28.
13. Kaneoka J., Aoki K. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses on phlogopite nodules and phlogopite bearing peridotites in South African kimberlites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 119-129.
14. McCulloch M.T., Gregory R.J., Wasserburg G.J. et al. Sm-Nd, Rb-Sr and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotopic systematics of an oceanic crustal section: Evidences from the Samail Ophiolite // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2721-2735.
15. McIntyre G., Brookins C., Compston W. et al. The statistical assessment of Rb-Sr isochrons // J. Geophys. Res. 1966. Vol. 71. P. 5459-5468.

16. *Mitchell R.H., Crockett J.H.* The isotopic composition of Sr in some South African kimberlites // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1971. Vol. 30. P. 277–290.
17. *Pasteris J.D.* Kimberlites: A look into the earth's mantle // *Amer. Sci.* 1983. Vol. 81. P. 282–288.
18. *Paul D.K.* Isotopic composition of Sr in Indian kimberlites // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43. P. 389–394.
19. *Sheppard S.M.F., Dawson J.B.* Hydrogen, carbon and oxygen isotope studies of megacrysts and matrix minerals from Lesotho and South African kimberlites // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. Vol. 9. P. 747–763.

УДК 550.42

Б.Г. Покровский, В.И. Виноградов

ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СРЕДНЕЙ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Одна из важнейших проблем геохимии щелочных пород связана с их вещественной неоднородностью, которая очень отчетливо проявляется в составе как радиогенных, так и стабильных изотопов. Вместе с тем изотопный состав Sr и Nd в щелочных породах бывает подчас очень близок к составу продуктов верхней мантии, обедненной подвижными компонентами не менее 3–3,5 млрд лет назад. Из чего следует, что щелочные породы приобретают избыток подвижных компонентов незадолго до кристаллизации. Объяснить эти факты невозможно ни фракционными процессами, даже экстремальными, ни простой гибридизацией магм.

В последнее время широкое распространение получили гипотеза мантийного метасоматоза, согласно которой важная роль в формировании щелочных магм принадлежит глубинным флюидам, приносящим подвижные компоненты и тем самым вызывающим плавление верхней деплетированной мантии [15].

Конструктивная критика этой гипотезы вряд ли возможна, так как сколько-нибудь достоверными сведениями о составе глубинных частей мантии наука не располагает и едва ли будет располагать в обозримом будущем. Нельзя, однако, не заметить, что опыт изучения гидротермальной деятельности изотопными методами заставляет с большим сомнением относиться к существованию свободной воды, а породообразующее значение могут иметь лишь существенно водные флюиды. Данные по изотопии кислорода и водорода неопровержимо свидетельствуют, что ведущая роль в гидротермально-метасоматических процессах принадлежит поверхностным водам.

Можно подойти к проблеме генезиса щелочных пород с иных позиций, допустив, что важную роль в их формировании играло вещество осадочного цикла. Еще лет 20–25 назад эта гипотеза имела много сторонников. Считается, что она окончательно опровергнута данными по геохимии редких

элементов, концентрация которых слишком велика, чтобы допустить их осадочное происхождение. На самом деле, эти данные опровергают только теорию десилификации Дэли, который связывал образование щелочных магм с ассимиляцией известняков. Характерные для щелочных пород высокие концентрации Sr, Ba и других элементов могут быть результатами взаимодействия основных—ультраосновных магм с эвапоритами или высокотемпературными рассолами. Такие взгляды высказывались и ранее [10], однако широкого признания они не получили.

В данной работе мы попытаемся обосновать участие вещества осадочного цикла в формировании щелочных пород, опираясь на результаты совместного изучения изотопов стронция, кислорода, углерода и водорода в некоторых классических объектах, расположенных в Средней и Западной Сибири.

МЕТОДЫ

Пробы для изотопного анализа стронция приготовлены по принятой в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН АН СССР методике [6]. Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре MAT-260 (Финниган). Точность определения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не хуже 0,001, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$.

Карбонатные минералы для изотопного анализа кислорода и углерода разлагались с помощью H_3PO_4 , силикаты — XeF_2 и ClF_3 , вода для изотопного анализа водорода — на металлическом уране. В деталях используемые для этого установки описаны в [6]. Изотопный состав углерода и кислорода измерялся на масс-спектрометрах МИ-1201 и МИ-1201В, водорода — модернизированном масс-спектрометре GD-150. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD даны в промиллях (‰)¹ относительно стандарта SMOW, $\delta^{13}\text{C}$ — в промиллях относительно PDB. Точность определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C} \pm 0,2\text{‰}$, $\delta\text{D} - 3\%$.

МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ—ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Маймеча-Котуйская провинция, вероятно, самая крупная в мире провинция ультраосновных—щелочных пород, расположена на севере Средней Сибири — на северо-западном склоне Анабарского щита. К настоящему времени в пределах провинции описано около 20 сложных по составу интрузий, а также мощные покровы щелочных эффузивов. Площадь самой крупной — Гулинской интрузии — превышает 500 км². К крупным относятся также интрузии Одихинча (56 км²), Кугда (16 км²), Бор-Юрях (18,5 км²), Моган (42 км²). В строении интрузий наибольшим распространением пользуются породы ийолит-мельтейгитового ряда, а также трудно отличимые от них метасоматические нефелин-пироксеновые породы [3]. Значительные площади занимают ультраосновные породы (главным образом оливиниты), а также карбонатиты и породы, богатые мелилитом. Интрузии прорывают осадочный чехол общей мощностью более 3 км, в ко-

¹ В тексте знак “‰” опущен.

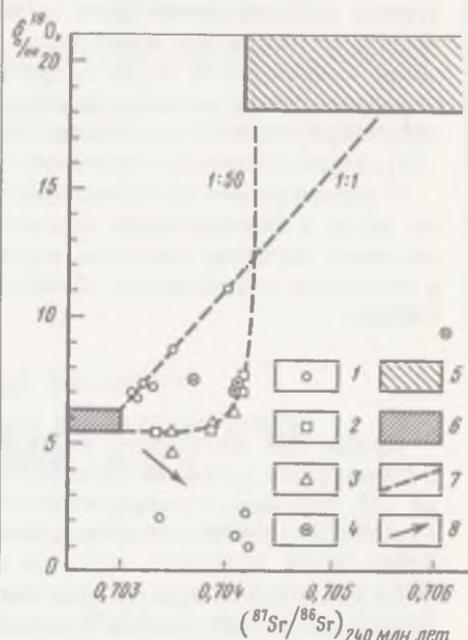
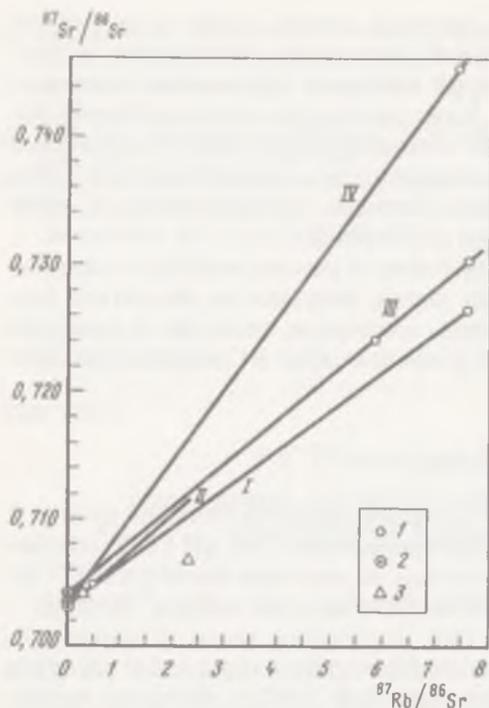


Рис. 1. Rb-Sr системы в мономинеральных фракциях щелочных пород и карбонатов

I — окаит (Одихинча), условный возраст 212 млн лет; II — пироксенит (Гулинская), 254 млн лет; III — карбонатит (Одихинча), 240 млн лет, и нефелин-пироксеновый метасоматит (Кугда), 239 млн лет; IV — карбонатит (Гулинская), 398 млн лет; 1 — флогопит; 2 — мелилит, карбонат, пироксен; 3 — нефелин

Рис. 2. Соотношения изотопного состава кислорода и стронция в щелочных породах и карбонатах

1 — карбонаты (кальцит); 2 — мелилит; 3 — пироксен; 4 — щелочные эффузивы; 5 — поле вмещающих пород; 6 — базальты океанического дна; 7 — возможные линии смешения мантийного и корового вещества, цифрами показаны отношения концентраций стронция в исходной магме к его концентрациям в контаминирующем веществе (концентрации кислорода предполагаются равными); 8 — направление смешения изотопного состава мантийных пород под влиянием взаимодействия с гидротермами атмосферного происхождения

тором преобладают морские карбонатные отложения, накапливающиеся с раннего рифея по поздний девон. Возраст интрузий по K-Ar определениям составляет 225–250 млн. лет.

На рис. 1 показаны рубидий-стронциевые системы мономинеральных фракций некоторых пород². Условно рассчитанные по минеральным парам Rb-Sr возраста, за одним исключением, совпадают с K-Ar определениями. При этом начальные изотопные отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в породах значимо различны. Разброс начальных отношений стронция — важный показатель неоднородности магмы. Для оценки $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в принципе не обязательно прибегать к изохронным построениям. Установить $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$

² Таблица с результатами изотопных анализов пород и минералов Маймеча-Котуйской провинции дана в работе [12]

можно по минералам с высоким содержанием стронция (таким, как мелилит), породам и минералам с низкими отношениями Rb/Sr или по любому образцу с поправкой на возраст (для изученных образцов она не превышает 0,0005).

В породах Маймеча-Котуйской провинции начальные изотопные отношения стронция варьируют в довольно широких пределах — от 0,7031 до 0,7045. Гетерогенность изотопного состава стронция обнаруживается не только в масштабах провинции в целом, но и в породах отдельных магматических фаз. Например, в карбонатитах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70353 \pm 0,70407$) и мелилитовых породах (0,70589–0,70418) интрузии Кугда; карбонатитах интрузии Одихинча (0,70337–0,70422). Следует отметить, что все эти породы лишены каких-либо следов вторичных изменений, причем концентрации стронция в них велики: в мелилитовых породах от 3000–4000 мкг/г, а в карбонатитах — до 10 000 мкг/г.

Очевидно, что разброс изотопных отношений стронция есть результат неполного смешения компонентов с различными изотопными характеристиками. Одним из источников вещества щелочных пород безусловно является деплетированная мантия с отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \leq 0,703$. Такие отношения характерны для океанических базальтов и пород альпийских основных—ультраосновных ассоциаций, мантийная природа которых очевидна [6].

Другим потенциальным источником стронция могут служить осадочные породы. Значительная часть карбонатных пород рифейского возраста, отобранных в пределах Маймеча-Котуйской провинции (но на значительном удалении от интрузии), содержат стронций с изотопным отношением 0,705. В мраморизованном карбонате с экзоконтакта интрузии Одихинча зафиксировано еще более низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70425$. Об осадочной природе этой породы однозначно свидетельствует изотопный состав углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C} = -2,2$; $\delta^{18}\text{O} = 20,7$). Изотопный состав во вмещающих породах является как бы верхним пределом для вариаций изотопного состава стронция в изверженных породах.

Гетерогенность щелочных пород и карбонатитов не менее отчетливо проявляется в изотопном составе кислорода. Общий разброс $\delta^{18}\text{O}$ — от 0,9 до 11,1 — превышает 10%, что на порядок больше эффектов, которые можно было бы объяснить фракционными процессами. Породы, в наибольшей степени смещенные относительно "нормальномагматических", т.е. мантийных значений $\delta^{18}\text{O}$ ($5,5 \pm 0,5$), в наибольшей степени обогащены радиогенным стронцием.

Зависимость между $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ и $\delta^{18}\text{O}$ имеет, однако, довольно сложный характер. Точки на графике (рис. 2) тяготеют к двум трендам. Первый соединяет область мантийных значений и область, характеризующей породы осадочного чехла, а второй — область мантийных значений и область с относительно высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но низкими $\delta^{18}\text{O}$.

Образование обедненных ^{18}O пород (для них характерны также низкие $\delta D = -100$) с большой определенностью можно связывать с гидротермальными водами атмосферного происхождения. Таких пород сравнительно немного, но они очень важны для понимания процессов миграции редких элементов, поскольку низкие значения ^{18}O среди прочих обнаружены в карбонатитах интрузии Одихинча с концентрацией Sr $\approx 1\%$.

Одновременное обогащение ^{87}Sr и ^{18}O проще всего объяснить ассимиляцией осадочных пород мантийной магмой. Было бы, однако, совершенно неверно полагать, что наблюдающиеся изотопные эффекты могут быть результатом ассимиляции обычных осадочных карбонатов. Концентрации Sr в осадочных карбонатах (200–300 мкг/г) на порядок ниже, чем в щелочных породах и карбонатитах. Поэтому ассимиляция даже значительных объемов (до 50% и более) осадочных карбонатов на изотопном составе стронция практически бы не отразилась. Положение щелочных пород на графике смешения (см. рис. 2) показывает, что концентрация Sr в ассимилированном веществе могла быть существенно (в 50 раз и более) выше, чем в исходной магме.

Если предположить, что это была обычная магма основного состава с содержанием стронция 100–200 мкг/г, то концентрация стронция в ассимилированном веществе должна была достигать 0,5–1%. Такие концентрации могут быть только в эвапоритах или даже скорее в продуктах их эпигенетической переработки. Примеры целестиновой минерализации и промышленных месторождений стронция, связанных с эпигенетической переработкой сульфатных залежей соленосных толщ нефтяными водами, хорошо известны [4]. Нельзя исключить, что аналогичные явления имели место и в пределах Маймеча-Котуйской провинции. Соленосные отложения в разрезе верхнего докембрия сохранились здесь до настоящего времени [14]; в прошлом они, вероятно, были распространены значительно шире.

Вполне можно допустить, что щелочные породы и карбонатиты были сформированы в результате непосредственного взаимодействия высококонцентрированных рассолов с магмой. Это предположение представляется даже более последовательным, так как в некоторых случаях, например карбонатитах интрузии Одихинча, участие поверхностных вод представляется несомненным. Карбонатиты интрузий Кугда и Гулинской в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-\delta^{18}\text{O}$ обнаруживают прямую корреляцию (см. рис. 2), которая теоретически может отражать простое смешение двух пород с близкими концентрациями Sr и O, но с различным изотопным составом этих элементов. Однако условия простого смешения при ассимиляции магмой осадочных пород могут выполняться лишь в исключительных случаях [22]. Прямая зависимость скорее может отражать пропорциональное участие растворов с различным изотопным составом, но с близкими концентрациями стронция. Изотопный состав щелочных базальтоидов Маймеча-Котуйской провинции лежит в тех же пределах, что и состав интрузивных пород. Значительно выше в образце трахита: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70616$ и $\delta^{18}\text{O} = 9,3$ (Дельканская свита). Следует отметить, что все эффузивы в той или иной степени изменены гипергенными процессами, хотя иногда эти изменения минимальны. На изотопном составе стронция эти изменения, вероятно, отразились незначительно, так как концентрации Sr в эффузивах тоже очень велики — более 1000 мкг/г. Однако на изотопном составе кислорода и водорода они несколько сказались — $\delta^{18}\text{O}$ и δD коррелируют с концентрацией воды (вариации в пределах 1,15–2,83%). В наименьшей степени изменен образец трахита ($\text{H}_2\text{O} = 0,44\%$). Можно не сомневаться, что контаминация коровым веществом и в этом случае имела место еще на магматической стадии.

**ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНАЯ ПРОВИНЦИЯ
СЕВЕРА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ
(юг Западной Сибири)**

На севере Кузнецкого Алатау известно более 100 сравнительно небольших интрузий, в составе которых преобладает нефелинсодержащие габбро (терралиты), породы ийолит-мельтейгитового ряда (в том числе анхимоно-минеральные нефелиновые породы — уртиты) и нефелиновые сиениты [9]. Интрузии прорывают очень мощный (> 10 км), преимущественно карбонатный осадочный чехол возрастом верхний докембрий—нижний палеозой.

Провинция пока слабо изучена изотопными методами, однако имеющиеся в настоящее время данные позволяют, как нам представляется, говорить о влиянии вещества земной коры в щелочном магматизме с неменьшим основанием, чем данные по Маймеча-Котуйской провинции.

Более десяти лет назад были опубликованы результаты анализов изотопного состава Sr в породах интрузии Кия-Шалтырь [7]. В урритах отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$ оказалось равным 0,7047 и 0,7059. Эти значения подтверждаются определениями, проведенными в лаборатории ГИН АН СССР в последнее время.

В соответствии с представлениями, существовавшими 10—15 лет, авторы работы [7] полагали, что изотопный состав стронция в урритах вполне сопоставим с изотопным составом стронция в океанических базальтах, и, опираясь на этот факт, заметное участие вмещающих пород в урритах отрицали.

В настоящее время с этим выводом согласиться нельзя. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,703$ имеют только существенно измененные океанические базальты, на что раньше не всегда обращали должное внимание. По изотопному составу стронция урриты попадают примерно в середину интервала между океаническими базальтами и вмещающими осадочными карбонатами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,708$). Это значит, что, как минимум, 50% стронция в урритах может иметь коровое происхождение.

Влияние осадочного вещества очень заметно и в изотопном составе кислорода. По нашим данным, для урритов характерны очень высокие $\delta^{18}\text{O} = 8,5 \pm 10,0$, несовместимые с мантийным происхождением.

Карбонаты, обнаруженные в этой провинции сравнительно недавно, имеют также достаточно необычный изотопный состав [5] — очень высокие $\delta^{13}\text{C}$ ($-2,2 \div -3,2$); $\delta^{18}\text{O}$ (12,6—15,5); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7057—0,7065). Тем не менее по геохимическим и петрографическим признакам это нормальные карбонаты. Фракционирование $\Delta^{18}\text{O}$ в системе кальцит—магнетит составляет в них 5,3—5,8‰, что отвечает температурам, близким к 700 °С, таким же как и в карбонатах массива Ока [16], других интрузивных породах. Те или иные гипергенные процессы, если бы они определяли наблюдающиеся изотопные вариации, наверняка проявились бы и в нарушении изотопно-кислородного равновесия. Поэтому вряд ли можно сомневаться в том, что взаимодействие с вмещающими породами, о котором свидетельствуют изотопные данные, имело место на стадии петрогенезиса.

Мурунский массив расположен на северо-западной окраине Алданского щита. Это самый крупный массив мезозойской Алданской щелочной провинции. Его площадь около 150 км^2 . Основная магматическая фаза Мурунского массива представлена, согласно [2], ультракалиевыми, псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами, слагающими лакколитообразную интрузию. В северо-восточной части массива описаны эффузивные аналоги сиенитов. По нефелиновым сиенитам К-Аг методом установлен возраст 145 млн лет., по эффузивам (фонолитовым) порфирам — 115 млн лет [2].

На юге интрузия сиенитов контактирует с гранито-гнейсами докембрийского кристаллического фундамента; на севере, западе и востоке — с верхнепротерозойскими и кембрийскими терригенными и карбонатными осадочными толщами.

В плане массив разбивается на два купола: юго-западный Большемурунский и северо-восточный Маломурунский. К узкой (около 1 км) полосе вмещающих пород, разделяющих купола, приурочены небольшие тела карбонатитов бенстонитовых, которые выделяются очень высокими концентрациями Sr, а также Ba и редких земель; кальцитовых; рихтерит-содержащих и др. [1]. Здесь же расположено единственное в мире месторождение чаройта — ценного поделочного камня [13]. По химическому составу он близок к ультракалиевым сиенитам, но отличается значительно более высокими концентрациями Sr, Ba и др.

Опираясь на данные по изотопному составу свинца и стронция, а также углерода и кислорода в карбонатитах, Плюснин с соавт. [11] высказали мнение о мантийной природе щелочных и карбонатитовых расплавов, сформированных под воздействием ювенильных флюидов, поступавших из недеплетированной мантии. Мы провели изучение изотопного состава стронция, кислорода, водорода и углерода в породах собственно Мурунского массива, а также во вмещающих осадочных породах и пришли к существенно иным выводам.

Результаты изотопных анализов даны в табл. 1–3. На Rb-Sr изохронной диаграмме (рис. 3) щелочные породы Мурунского массива дают очень большой разброс. Вне всякого сомнения они не являются производными единого мантийного источника. Часть сиенитов группируется вблизи эрохроны, отвечающей возрасту 145 млн лет, что соответствует К-Аг определениям. Начальное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в этих образцах около 0,7065. В чаройтах оно существенно выше — до 0,708, они имеют очень низкие Rb/Sr отношения, и поправки на возраст незначительны.

Разброс начальных отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, рассчитанных на возраст 145 млн лет, в сиенитах и чаройтах весьма велик — от 0,7046 до 0,7095, во всяком случае много больше возможной ошибки определения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, которая может быть связана с некоторой разницей в возрасте. В карбонатитах, в которых отношения Rb/Sr пренебрежимо малы и поправка на возраст не требуется, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется примерно в тех же пределах — 0,70621–0,70818. Существенные различия в изотопном составе стронция (до 0,001) обнаружены в образцах рихтеритовых и каль-

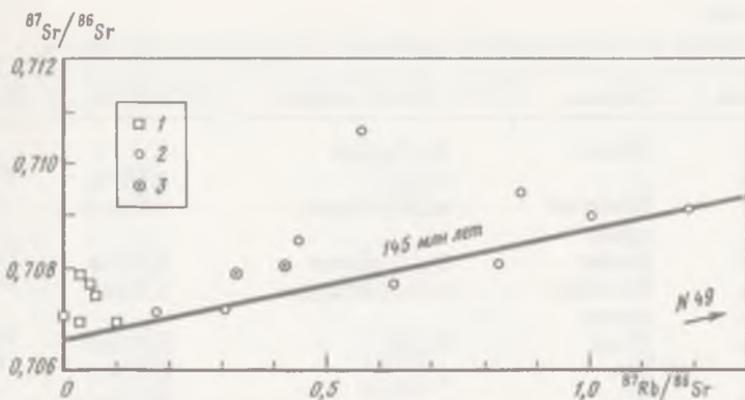


Рис. 3. Rb-Sr системы в щелочных породах Мурунского массива
1 — чароиты; 2 — сиениты; 3 — лампрофиры

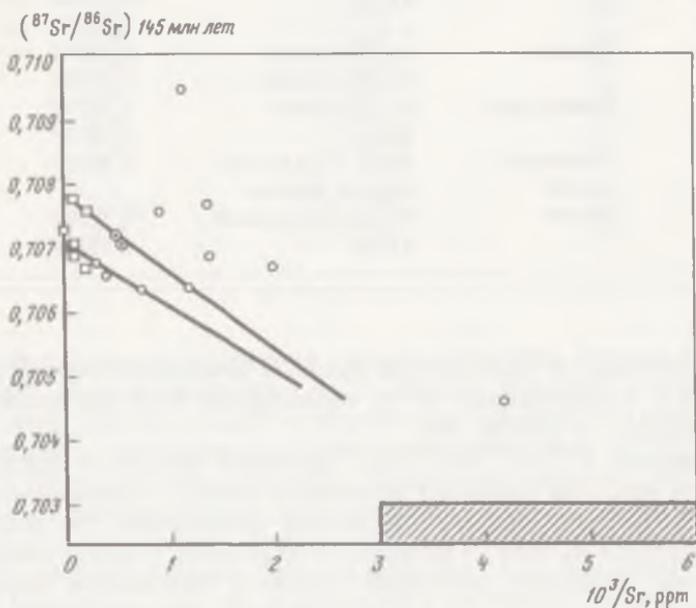


Рис. 4. Соотношение изотопного состава и концентраций стронция в щелочных породах
Условные обозначения см. на рис. 3. Заштрихованная область — состав океанических базальтов

цитовых карбонатитов, отобранных в десятках—первых сотнях метров один от другого.

На рис. 4 начальные отношения Sr в щелочных породах сопоставлены с концентрациями Sr. Намечающаяся связь этих величин может свидетельствовать о смещении двух источников: первого — с характеристиками океанических базальтов и второго — с очень высокими концентрациями Sr и отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0,708 \pm 0,009$, причем вещество второго источника в большинстве пород преобладает. Нетрудно заметить, что по изотопному составу стронция второй источник очень близок к вмещающим карбо-

Таблица 1

Результаты изотопных анализов щелочных пород Мурунского массива

№ образца	Порода	Место отбора	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb, мкг/г
3/84	Чароит	Уч. Старый	—	—
3а/84	„	То же	0,70745	402,02
7/84	Щелочной сиенит	Малый Мурун	0,70810	244,79
14/84	Чароит	Уч. Коренной	0,70766	98,00
31/84	Щелочной сиенит	Большой Мурун	0,70848	173,35
34/84	То же	То же	0,70768	289,20
38/84	„	„	0,70946	217,17
39/84	„	„	0,71066	154,85
42/84	„	„	0,70721	259,28
49/84	„	Малый Мурун	0,71316	342,50
50/84	„	То же	0,70714	208,40
51/84	„	„	0,7090	248,52
65/84	Чароит	Уч. Якутский	0,70692	161,58
67/84	„	Уч. Восточный	0,70695	120,06
63/84	Лампрофир	Уч. Грозовой	0,70799	259,09
70/84	„	То же	0,70785	228,99
85/84	Щелочной сиенит	Силл, 3 км южнее Малого Муруна	0,70914	210,28
87/84	Чароит	Уч. Магистральный	0,70707	12,22
88/84	„	То же	0,70786	122,35

натным породам. В карбонатитах никакой зависимости между изотопным составом и концентрацией Sr не наблюдается, хотя она меняется более чем в 100 раз — от 0,06 до 10%.

На графике $\delta^{18}\text{O}-(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ щелочные породы в основном лежат на тренде, который связывает мантийную область с вмещающими породами (рис. 5). Тренд проведен достаточно произвольно, так как довольно много образцов на него не попадает: этот разброс, однако, совершенно закономерен, поскольку изотопный состав во вмещающих породах очень изменчив.

Очень важно отметить, что в двух образцах (в сиените и чароите) значения $\delta^{18}\text{O}$ несколько понижены относительно "нормальномагматического" интервала. Это важный признак участия в образовании пород вод поверхностного происхождения. Карбонатиты на графике $\delta^{18}\text{O}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ также дают большой разброс точек, причем основной тренд — линия смещения — для карбонатитов и щелочных пород не совпадает (рис. 6).

Участие вод атмосферного происхождения отчетливо проявилось в изотопном составе водорода в рихтеритах из карбонатитов и чароитах (δD от -110 до -143). Вряд ли можно сомневаться в гидротермально-метасоматическом происхождении этих пород. В чароитах и рихтеритсодержащих карбонатитах наблюдается корреляция $\delta^{18}\text{O}$ с содержанием стронция (рис. 7), причем в карбонатитах с увеличением $\delta^{18}\text{O}$ увеличивается фракционирова-

Sr, мкг/г	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 145 млн лет	$\delta^{18}\text{O}$	δD
—	—	—	6,0	-137
19286,60	0,06	0,7073	5,1	-113
856,40	0,83	0,7064	6,0	—
5787,15	0,05	0,7076	7,2	-125
1116,60	0,45	0,7076	6,6	—
1331,98	0,63	0,7064	5,9	—
724,83	0,84	0,7077	7,3	—
783,33	0,57	0,7095	6,2	—
2426,82	0,31	0,7066	6,6	—
237,97	4,17	0,7046	5,7	—
3371,66	0,18	0,7068	5,0	—
710,88	1,01	0,7069	6,8	—
4524,43	0,10	0,7067	8,1	-131
13008,91	0,03	0,7069	6,4	—
1793,65	0,42	0,7071	7,6	—
1982,44	0,33	0,7072	6,7	—
505,44	1,16	0,7067	6,6	—
13650	0,002	0,70707	6,9	-125
11655,69	0,03	0,7078	6,8	-110

ние изотопов кислорода в системе кальцит—рихтерит. Хорошо известно, что величина фракционирования $\Delta^{18}\text{O}$ связана обратной зависимостью с температурой. Система кальцит—рихтерит экспериментально не изучалась. Имеются, однако, лабораторные калибровки зависимости $\Delta^{18}\text{O}$ от температуры для систем кальцит—диопсид и кальцит—волластонит [19], с которыми рихтерит довольно близок по химическому составу.

Если воспользоваться для системы кальцит—рихтерит формулой, выведенной для системы кальцит—роговая обманка [17], температуры будут несколько завышены, так как в рихтерите в отличие от роговой обманки содержится мало железа. Значения температур, вычисленных по разным формулам, приведены в табл. 4. С известным приближением температуры образования рихтеритсодержащих карбонатитов можно оценить в 450—800 °С. Концентрации Sr, таким образом, находятся в прямой зависимости от температуры. Трудно сказать, однако, что-либо определенное о природе этой зависимости.

Изотопный состав вмещающих Мурунский массив верхнедокембрийских карбонатных пород весьма своеобразен и, как нам представляется, свидетельствует о глубоких метасоматических преобразованиях, возможно, имевших региональный характер. Во-первых, обращают на себя внимание необычные для морских карбонатов высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — до 0,715, обнаруженные в некоторых образцах. Напомним,

Таблица 2

Результаты изотопных анализов карбонатитов Мурунского массива

№ образца	Карбонат	Минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr, г/т	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	δD
4/84	Рихтеритсо-	Карбонат	0,70696	11 912	-7,8	7,5	-
4/84	держачий	Рихтерит	-	-	-	5,9	-
6/84	"	Карбонат	0,70747	-	-6,9	9,0	-
6/84	"	Рихтерит	-	-	-	6,6	-118,5
8/84	"	Карбонат	0,70747	5 359	-6,3	9,5	-
8/84	"	Рихтерит	-	-	-	6,5	-120,5
22/84	"	Карбонат	-	-	-6,3	9,3	-
53/84	Бенстонит-	"	-	-	-7,2	6,9	-
56/84	кальцитовый	"	-	-	-8,2	7,3	-
57/84	"	"	0,70712	14 466	-7,7	7,8	-
58/84	"	"	0,70818	40 023	-7,8	8,2	-
75/84	Бенстонито-	"	0,70649	-	-6,9	6,3	-
76/84	вый	"	0,70630	96 902	-7,3	6,0	-
77/84	"	"	0,70621	79 297	-7,0	8,0	-
78/84	"	"	0,70688	85 513	-7,4	7,0	-
63/84	Кварцосодер-	"	0,70638	15 390	-8,0	8,0	-
64/84	жащий	"	-	-	-9,2	7,0	-
64/84	"	Кварц	-	-	-	8,9	-
79/84	Рихтеритсо-	"	0,70623	-	-7,3	8,6	-
79/84	держачий	Рихтерит	-	-	-	-	-143
82/84	Кварцосодер-	Карбонат	0,70653	630	-7,8	8,1	-
83/84	жащий	"	0,70779	9 664	-9,0	8,1	-
83/84	держачий	Рихтерит	-	-	-	6,6	-112

что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в современной океанической воде составляет 0,709 (1–1,5 млрд лет назад $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в океанической воде был близок к 0,707–0,708) [23].

Особенно они характерны для ксенолитов в сиенитах и скарнов, однако образцы с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаружены и вне массива – в разрезах по рекам Сень и Чара.

Вряд ли эти цифры отражают аномальные условия седиментации. Скорее их можно объяснить перекристаллизацией под влиянием растворов, которые выщелачивались и переносили стронций либо из кристаллического фундамента, либо из терригенной (глинистой) части осадочного чехла.

Об интенсивном обмене карбонатов с поверхностными водами свидетельствуют также низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ – от 15,2 до 23,4. Однако наибольший интерес вызывает аномальный изотопный состав углерода (рис. 8). Большая группа органогенных известняков токинской, торгинской (R_2 – R_3) и пестроцветной свит (ϵ_1), характеризуются значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -7,1 до -10,4, тогда как обычно значения $\delta^{13}\text{C}$ для осадочных карбонатов не выходят за пределы 0 ± 2 [18, 21]. Пониженные значения $\delta^{13}\text{C}$ указывают на то, что в перекристаллизации карбонатов важная роль принадлежала продуктам окисления органики. При метаморфизме обыч-

Таблица 3

Результаты изотопных анализов вмещающих Мурунский массив осадочных пород

№ обр.	Порода	Место отбора и стратиграфическое положение	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr, г/г	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
23/84	Кварцитовидный песчаник	Восточный контакт Большого Муруна	—	—	—	7,6
35/84	Карбонатный ксе-нолит в сиенитах	Большой Мурун	0,71511	—	-4,0	15,5
36/84	То же	То же	0,71159	177	-7,5	10,0
91/84	Мраморизованный известняк	Юго-восточный контакт Малого Муруна	0,71211	—	0,8	17,3
98/84	Карбонатный скарн	Восточный контакт Большого Муруна	0,70968	450	-6,2	13,2
101/84	То же	То же	0,71476	—	2,2	20,4
C-419	Доломитовый известняк	р. Сень, Кумукулах-ская свита (R_2)	0,71354	161	-3,7	13,8
C-435	То же	р. Чара, Кумукулах-ская свита	—	—	-2,8	21,2
C-447	„	То же	0,70787	508	-3,8	20,3
C-463	„	р. Чара, Токинская свита ($R_2 - R_3$)	—	—	-9,7	21,3
C-468	„	„	0,70822	379	-10,4	20,9
C-472	„	р. Чара, Торгинская свита (R_3)	—	—	-9,6	22,9
C-475	„	То же	0,70917	174	-7,1	14,1
C-484	„	„	—	—	-9,1	23,4
C-488	Доломитовый известняк	р. Чара, пестроцвет-ная свита (E_1)	—	—	-4,0	16,6
C-490	То же	То же	0,70837	158	-2,7	18,8
C-512	„	„	0,70924	63	-9,5	22,9

Таблица 4

Изотопно-кислородные температуры образования рихтеритсодержащих карбонатов

№ образца	$\delta^{18}\text{O}$ кальцит	$\delta^{18}\text{O}$ рихтерит	$\Delta^{18}\text{O}$ кальцит-рихтерит	$T, ^\circ\text{C}$		
				1	2	3
4/84	7,5	5,9	1,6	720	757	798
6/84	9,0	6,6	2,4	538	568	625
8/84	9,5	6,5	3,0	452	479	539
83/84	8,1	6,6	2,6	753	791	827

Примечание. Расчет по формуле ($T, ^\circ\text{C}$): 1 - $1000\ln\alpha$ альбит-диопсид = $1,58 \cdot 10^6 / T^2$ [19]; 2 - $1000\ln\alpha$ альбит-волластонит = $1,70 \cdot 10^6 / T^2$ [19]; 3 - $1000\ln\alpha$ альбит-амфибол = $2,18 \cdot 10^6 / T^2 - 0,30$ [17].

Отсутствие фракционирования между альбитом и кальцитом показано в работе [20]: $1000\ln\alpha = \Delta^{18}\text{O}$.

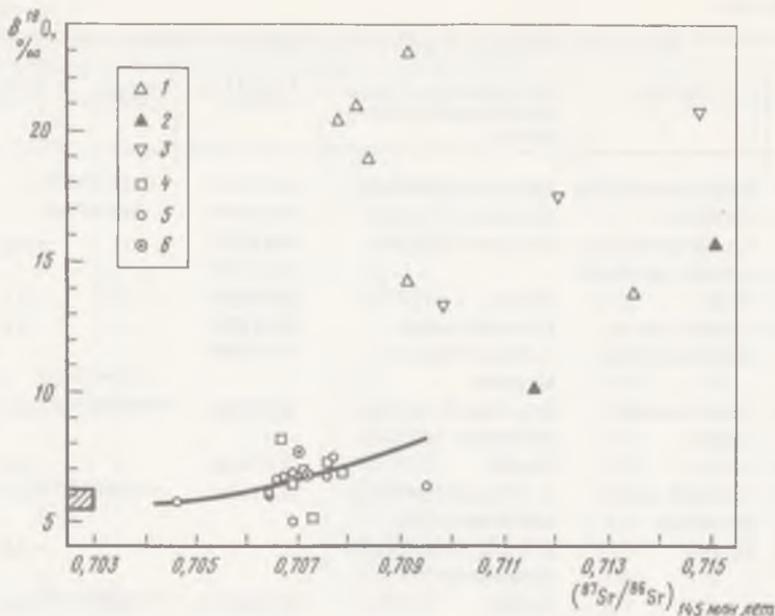


Рис. 5. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в щелочных породах Мурунского массива и вмещающих его карбонатных породах

Вмещающие породы: 1 – неизменные; 2 – ксенолиты в сиенитах; 3 – скарнированные с контактов с сиенитами. Щелочные породы: 4 – чароиты; 5 – сиениты; 6 – лампрофилы

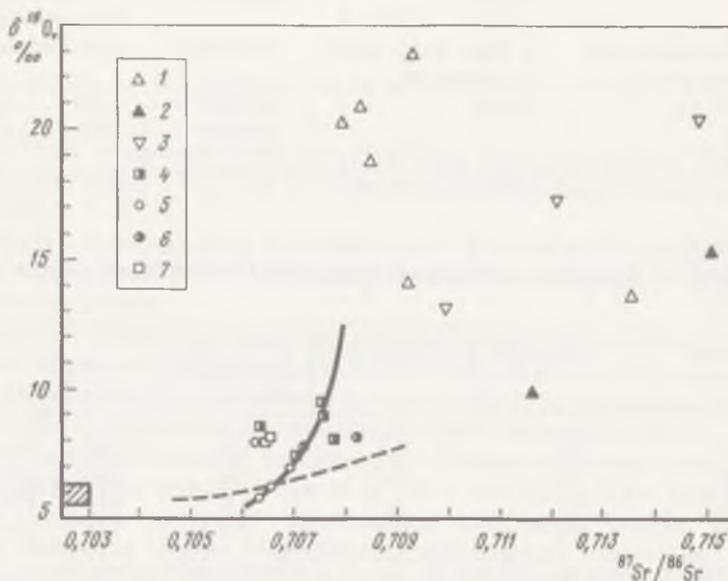


Рис. 6. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в карбонатах и вмещающих породах

Вмещающие породы: 1 – неизменные; 2 – ксенолиты; 3 – скарнированные с контактов с сиенитами. Карбонатиты: 4 – рихтеритсодержащие; 5 – бентонитовые; 6 – бентонит-кальцитовые; 7 – кварцсодержащие. Пунктирной линией показано положение основной группы щелочных пород

Рис. 7. Соотношение изотопного состава кислорода и концентраций стронция в чароитах (1) и рихтеритсодержащих карбонатах (2)

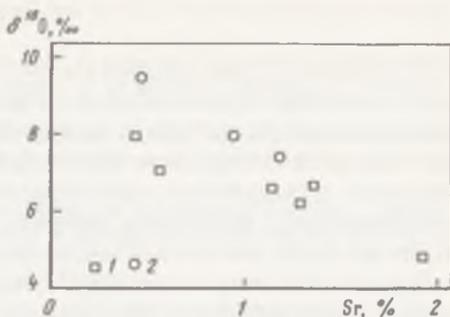
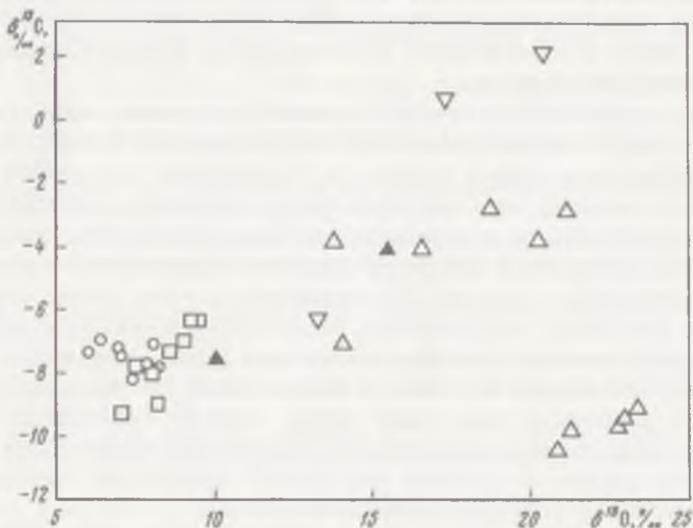


Рис. 8. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатах и вмещающих карбонатных породах

Условные обозначения см. на рис. 6



ных карбонатных осадков она, как правило, проявляется очень слабо. Если подыскивать аналоги, то можно обратиться к карбонатам, связанным с серными месторождениями, для которых также характерны очень низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ [8]. Их образование связано с эпигенетическим преобразованием эвапоритов, при котором происходит бактериальное восстановление сульфатов нефтяными рассолами. В ходе этого процесса высвобождаются огромные количества изотопно-легкой углекислоты органического происхождения. Под воздействием этой углекислоты подвергаются перекристаллизации не только карбонаты, непосредственно связанные с месторождением серы, но и ассоциирующие с ними толщи [8]. Можно предположить, что аналогичные процессы протекали и в осадочных толщах, вмещающих Мурунский массив. Отметим, что установлена соленосность пестроцветной и тиновской свит с которыми, возможно, контактирует Мурунский массив.

Изотопный состав углерода в карбонатах и значительной части вмещающих пород практически идентичен. Привлекать глубинную углекислоту для образования карбонатов Мурунского массива, таким образом, нет необходимости. Мы не решились бы сейчас распространять этот вывод и на другие карбонаты, но исключить такую возможность, по-видимому, нельзя.

Изотопный состав стронция в щелочных породах и карбонатах различных провинций существенно различен. Во всех случаях, однако, он не выходит за пределы интервала между деплетированной мантией и вмещающими осадочными породами. Изотопный состав кислорода в щелочных породах также обнаруживает характерные смещения относительно "нормально-магматических" мантийных значений. Несвойственные мантийным породам вариации имеет изотопный состав водорода. В ряде случаев между различными изотопными системами ($^87\text{Sr}/^86\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{18}\text{O}$ и δD) устанавливаются корреляционные зависимости, которые также представляются убедительными свидетельствами участия вещества земной коры в образовании щелочных пород и карбонатов и важной роли, которую играли в этом процессе поверхностные воды.

Было бы принципиально неверно связывать изотопные эффекты с теми или иными гипергенными процессами. Концентрации Sr в щелочных породах и карбонатах очень велики, и "загрязнить" их можно только веществом с такими же или еще более высокими концентрациями. В земной коре такими веществами могут быть эвапоритовые залежи, продукты их эпигенетической или гидротермальной переработки и сами высококонцентрированные рассолы. Контаминация в этом случае становится важнейшим фактором петрогенезиса, поскольку должна приводить к глубокому преобразованию химического состава исходной магмы. Простая связь между изотопным составом и петрохимией тем не менее вряд ли существует, поскольку изотопный состав зависит практически только от материального баланса компонентов, а петрохимический облик породы определяется наряду с прочими факторами процессами магматической и метасоматической дифференциации вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Ю.А. О новом типе карбонатов Северо-Западной части Алданского щита // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 1.
2. Билибина Т.В., Донаков В.И., Дашкова А.Д. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита. Л.: Недра, 1967.
3. Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород // Петрография Восточной Сибири. М.: Наука, 1962.
4. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980.
5. Врублевский В.В., Кулешов В.Н. $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в карбонатах Верхне-Петропавловского массива (Кузнецкий Алатау) // XI Всесоюз. симпоз. по геохимии изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1986.
6. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Под ред. А.В. Пейве, В.И. Виноградова. М.: Наука, 1983.
7. Гольцман Ю.В., Кононова В.А., Баирова Э.Д., Шанин Л.Л. Генезис уртитовых руд Кил-Шалтырского месторождения по данным изотопного состава стронция // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242, № 4.
8. Леин А.Ю., Иванов М.В. Минералого-геохимические особенности формирования экзогенных серных месторождений // Литология, минералогия и геохимия месторождений самородной серы. Киев: Наук. думка, 1980.
9. Мостовский А.И. Условия формирования щелочных массивов и связанных с ним нефелиновых руд в Кузнецком Алатау // Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978.
10. Пильтенко М.К. О возможности образования щелочных горных пород посредством

палингенеза супракрустальных соленосных толщ // Происхождение щелочных пород. М.: Наука, 1964.

11. Плюснин Г.С., Воробьев Е.И., Николаев В.М. О генезисе Мурунского щелочного массива по Sr-, Pb-, C-, O-изотопным данным // XI Всесоюз. симпозиум по геохимии изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1986.
12. Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав некоторых элементов в ультраосновных-щелочных породах Маймеча-Котуйской провинции // Сов. геология, 1987. № 5.
13. Рогова В.П., Завьялова Л.Л. Минеральный состав чароитовой породы – нового ювелирно-поделочного камня // Минералы и минеральные ассоциации Восточной Сибири. Иркутск: СО АН СССР, 1977.
14. Хоментовский В.В., Диденко А.Н., Пятилетов В.Г. Общие выводы по стратиграфии венда западного Прианбарья // Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1982.
15. Bailey D.K. Mantle metasomatism – continuing chemical change with in the earth // Nature. 1982. Vol. 296. P. 525–530.
16. Conway C.M., Taylor H.P. (Jr.). $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // J. Geol. 1969. Vol. 77. P. 618–626.
17. Javoy M. Stable isotopes and geothermometry // J. Geol. Soc. London. 1977. Vol. 13. P. 609–636.
18. Keith M.L., Weber J.N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils // Geochim. et cosmochim. acta. 1964. Vol. 28. P. 1787–1816.
19. Matthews A., Goldsmith J.R., Clayton R.N. Oxygen isotope fractionation involving pyroxenes: the calibration of mineral-pair geothermometer // Ibid. 1983. Vol. 47. P. 631–644.
20. Matthews A., Goldsmith J.R., Clayton R.N. Oxygen isotope fractionation between zoisite and water // Ibid. P. 645–654.
21. Shidlowksi M., Eichmann R., Junge E.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and isotope geochemistry and implications for terrestrial oxygen budget // Precamb. Res. 1975. Vol. 2. P. 1–69.
22. Taylor H.P. (Jr.). The effect of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systematics in igneous rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47. P. 243–254.
23. Veizer J., Compston W., Clauer N., Schidlowksi M. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic Carbonates evidence for a "Mantle" events at ~ 900 ma ago // Geochim. et cosmochim. acta. 1983. Vol. 47. P. 295–302.

УДК 550.42

С.Д. Минеев, В.А. Гриненко

ПРИРОДА СЕРЫ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД КАМЧАТО-КУРИЛО-ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Исследования магматических пород островных дуг в рамках уран-торий-свинцовой, самарий-неодимовой, калий-аргоновой и рубидий-стронциевой изотопных систем [2], а также данные по изотопному составу кислорода и бериллия, выявили значительные отличия этих пород от базальтов срединно-океанических рифтов (MORB). Полученные изотопные различия изверженных пород двух тектонических зон океана широко обсуждаются в рамках теории неомобилизма и негомогенности изотопного и хими-

ческого состава мантии Земли. В задачу настоящей работы входил поиск и объяснение отличий эффузивов дна океана и островных дуг по концентрации серы и ее изотопному составу.

Первые сведения о содержании серы в океанических базальтах и вариациях ее изотопного состава были представлены в начале 70-х годов в работе Мура и Фабби [17], в дальнейшем исследования эффузивов дна океана были продолжены Сакаи с соавт. [19, 20] и В.А. Гриненко с соавт. [7] и обобщены в работах Л.Н. Гриненко и В.А. Гриненко [5, 6].

Как было показано, в базальтах и их производных концентрация серы зависит от условий и степени дегазации родоначального расплава. Так, в недегазированных разностях пород содержание серы варьирует от 600 до 1500 ppm (0,15% — предельная концентрация серы в базальтоидном расплаве, предел растворимости [1]), а в породах, потерявших большую часть газовой фазы при кристаллизации, падает до 100–200 ppm. Отметим, что при субаэральной дегазации остаточная сера базальтов обогащается легким изотопом на величину $\delta^{34}\text{S}$, как правило, не более 1,5‰, а при субмаринной — не более 0,7‰ [6]. Высказано предположение о разнице в изотопном составе серы пород, генетически связанных с различными по глубинности зонами мантии, как следствие этого недеплетированная мантия дает расплав с серой, обогащенной ^{34}S по сравнению с метеоритным значением на 1,5‰, которое обычно принимается и для серы Земли, а деплетированная — расплав с более изотопно-легкой серой [6]. Величина $\delta^{34}\text{S}$ подводных основных и ультраосновных пород изменяется в широких пределах: от -12 до +20‰, что связано с процессами контаминации осадками и (или) морской водой. Наиболее значительный привнос серы океанического сульфата наблюдается в процессе серпентинизации. Как правило, гальмиролитические изменения и другие вторичные процессы приводят к некоторому падению концентрации серы в породе.

Таким образом, неизменные базальты дна океана содержат от 150 до 1500 ppm серы, изотопный состав которой изменяется незначительно относительно метеоритного стандарта ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}} = -2 \pm 2\text{‰}$). Уменьшение содержания серы в породах при воздействии вторичных процессов будет сопровождаться изменением изотопного состава с одинаковой степенью вероятности как в сторону обогащения, так и в сторону обеднения тяжелым изотопом ^{34}S .

Значительно в меньшей степени изучены вариации концентрации серы и ее изотопного состава в островодужных эффузивах. Известные к настоящему времени данные по Японии и Камчатке [9, 21] позволяют заключить, что островодужные изверженные породы (породы сложно построенных дуг) содержат не более 50 ppm S, а их величина $\delta^{34}\text{S}$ варьирует в среднем в пределах 4–6‰. Обращают на себя внимание крайне низкие (на порядок меньше относительно MORB) концентрации серы и смещение ее изотопного состава исключительно в область тяжелых значений величин $\delta^{34}\text{S}$.

На основании опубликованных [19, 21] и собственных [6, 9] данных составлен график, связывающий концентрацию серы, изотопный состав, а также соотношение окисленных и восстановленных форм серы в базальтах MORB и островодужных вулканитах (рис. 1), из которого становится очевидной разница в концентрациях серы и отношениях сульфатной и сульфидной серы (величина отношения $\text{SO}_4^{2-}/\text{S}^{2-}$ — функция окислительно-

S, ppm

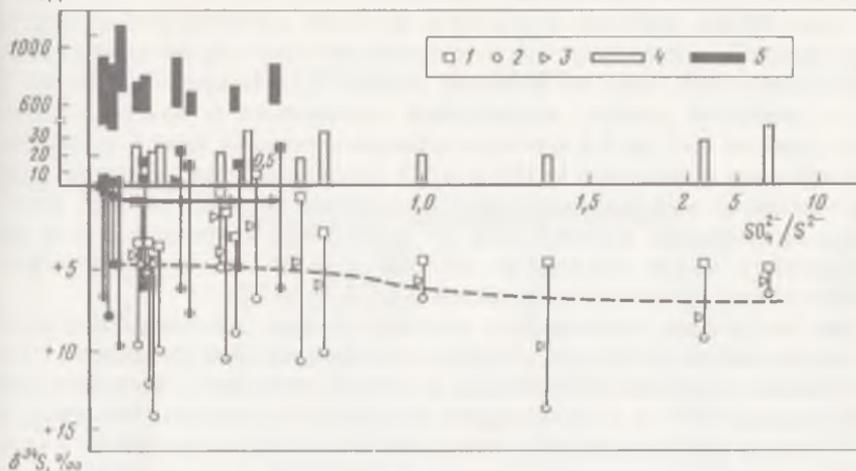


Рис. 1. Зависимость изменения концентрации и изотопного состава серы базальтов MORB и островодужных эффузивов от величины отношения SO_4^{2-}/S^{2-}

1 — величина $\delta^{34}S$ сульфидной серы; 2 — значение $\delta^{34}S$ сульфатной серы; 3 — значение $\delta^{34}S$ общей серы породы; 4 — диапазон вариаций концентрации серы в островодужных вулканитах (0–50 ppm); 5 — диапазон вариаций концентраций серы в MORB (600–1500 ppm). Залитые знаки относятся к базальтам MORB, незалитые — к островодужным эффузивам

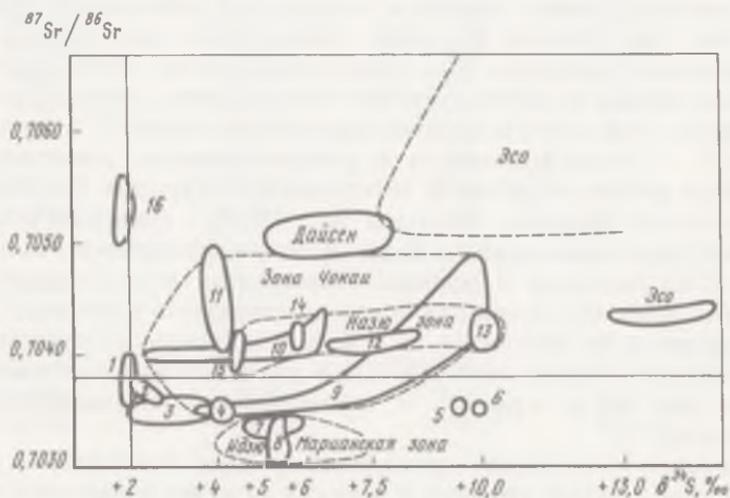


Рис. 2. Изменение изотопных отношений Sr и S в эффузивных породах островных дуг

1 — вулкан Ичинская сопка; 2 — вулкан Безымянная сопка; 3 — вулкан Шивелуч; 4 — вулкан Авачинская сопка; 5 — вулкан Хангар; 6 — вулкан Карымский; 7 — Хачидже-жима; 8 — Ошима; 9 — Чокаш; 10 — Иваки; 11 — Тара; 12 — Эсо; 13 — Ивате; 14 — Фунагата; 15 — Тоуада; 16 — Оки-дого

восстановительного потенциала) различных типов пород. Так, для базальтов типа MORB наиболее характерна величина соотношения сульфатной к сульфидной сере меньше 0,3, в то время как для островодужных эффузивов значительно чаще эта величина больше 0,5. Интересно подчеркнуть, что в диапазоне равных соотношений окисленных и восстановленных форм серы от 0,15 до 0,6 факторы фракционирования между сульфатами и сульфидами в базальтах MORB и IATH (островодужные толеиты) равны и соответствуют замораживанию серной изотопной системы при 550–1000°C. В этом же диапазоне значений SO_4^{2-}/S^{2-} суммарный изотопный состав серы изверженных пород островных дуг закономерно смещен относительно MORB в область более высоких значений $\delta^{34}S$ на 4–5‰.

При построении генетических моделей следует учитывать отсутствие или очень слабое проявление корреляции S и ее изотопного состава с концентрациями основных петрогенных и рудных элементов, отсутствие связи с величинами $\delta^{18}O$ и с изотопными вариациями стронция. Например, на рис. 2 можно видеть в целом незакономерное распределение точек фигуративных составов эффузивов Японии и камчатки в рамках диаграммы $\delta^{34}S$ — $^{87}Sr/^{86}Sr$ (данные по Sr заимствованы из работ [4, 8, 13, 15, 18]). Отсутствие корреляции между вариациями изотопного состава серы и кислорода удобнее всего проследить на примере андезитов вулканов Плоский, Безымянный и Семячик (совместные неопубликованные данные с В.И. Устиновым и Б.В. Ивановым). Так, андезиты вулканов Плоский и Безымянный имеют близкий изотопный состав кислорода 8,2 и 8,5‰ [10], при этом их изотопный состав серы отличается на 6,5‰, с другой стороны, в эффузивах вулканов Семячик и Безымянный наблюдается обратная зависимость: при близости изотопных соотношений серы разница величин $\delta^{18}O$ составляет примерно 3‰. Аналогичные данные можно привести по Японии, например по группе вулканов Хачиджэ-жима, Дайсен и Эсо.

Возможно, что отсутствие четко выраженных связей $\delta^{34}S$ и изотопного состава O и Sr свидетельствует о разных процессах, при которых они попадали в расплав. В работе Ю. Матсукиси и Х. Курасава [14] была предложена модель смешения базальтов типа MORB с гранитами и метаосадками для андезитов из района Эсо и Дайсен на основании изучения изотопного состава кислорода и стронция. Аналогичная модель рассматривалась В.И. Виноградовым с соавт. для некоторых андезитов Камчатки [3]. Однако ни граниты, ни метаосадки не содержат значительных количеств серы, сопоставимых с таковыми в MORB. В какой степени при попадании в расплав они смогут привести к наблюдаемым изменениям изотопного состава серы?

Влияние на изотопные характеристики серы базальтового расплава разного типа осадков, гранитов и морской воды мы попытались промоделировать с помощью расчетов. Возможные линии смешения рассчитывали исходя из реальных различных концентраций серы и стронция, а также их изотопных характеристик в смешивающихся фазах. Так, например, содержание серы в морской воде, попадающей на определенной стадии в расплав, будет зависеть от температурного градиента породы, вмещающей расплав; при повышении температуры от 20 до 300°C концентрация SO_4^{2-} понизится от 900 до 200 ppm и ниже.

Формула смешения расплава с морской водой, заимствована из работы

Таблица 1

№ экс-перимента	Компоненты	$\epsilon_{\text{Sr}} (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$	Sr, ppm	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	S, ppm
Взаимодействие морской воды и расплава					
1	Вода	+65,3 (0,7091)	7,9	+20,0	904
	Расплав	-14 (0,7037)	200	+0,1	150
2	Вода	+65,3 (0,7091)	7,9	+20,0	904
	Расплав	-24,8 (0,7030)	200	+0,1	1500
3	Вода	+65,3 (0,7091)	7,9	+20,0	904
	Расплав	-24,8 (0,7030)	100	+0,1	1500
4	Вода	+65,3 (0,7091)	7,9	+20,0	904
	Расплав	-14,2 (0,7030)	100	+0,1	1500
5	Вода	+65,3 (0,7091)	7,9	+20,0	904
	Расплав	-14,2 (0,7037)	100	+0,1	80
6	Вода	+65,3 (0,7091)	7,9	+20,0	904
	Расплав	-14,2 (0,7037)	20	+0,1	80
7	Вода	+65,3 (0,7091)	7,9	+20,0	904
	Расплав	-14,2 (0,7037)	20	+0,1	800
Смещение океанических осадков и расплава					
1	Осадок	0,7055	250	+4,8	1600
	Расплав	0,7030	170	+0,1	80
2	Осадок	0,7055	25	+4,8	1600
	Расплав	0,7030	170	+0,1	80
3	Осадок	0,7055	250	+4,8	1600
	Расплав	0,7030	170	+0,1	800
4	Осадок	0,7220	250	+4,8	1600
	Расплав	0,7030	170	+0,1	80
5	Осадок	0,7220	25	+4,8	1600
	Расплав	0,7030	170	+0,1	80
Смещение гранита магнетитового и расплава					
1	Гранит	0,7075	200	+5,1	910
	Расплав	0,7037	170	+0,1	80
2	Гранит	0,7075	350	+5,1	910
	Расплав	0,7030	170	+0,1	80
3	Гранит	0,7075	350	+5,1	910
	Расплав	0,7037	170	+0,1	80

[11]: $W/R = \epsilon_{\text{Sr}} - \epsilon_{\text{Sr}}^{\text{B}} / \epsilon_{\text{Sr}}^{\text{SW}} - \epsilon_{\text{Sr}} \cdot \text{Sr}^{\text{B}} / \text{Sr}^{\text{SW}} \cdot \rho$, где W/R — объемное отношение воды к породе; $\epsilon_{\text{Sr}}^{\text{SW}} = +72$ (изотопный состав кембрийской воды [22]); $\epsilon_{\text{Sr}}^{\text{B}} = -19,3$ (изотопный состав базальтов MORB) Sr^{B} и Sr^{SW} — концентрации в породе и морской воде соответственно; $\rho = 3 \text{ г/см}^3$ — плотность породы. Одновременно решалось аналогичное уравнение для концентраций и изотопного состава S. Задавая отношение вода/порода, концентрации элементов и их изотопный состав в смешивающихся фазах, получали искомые точки $\epsilon_{\text{Sr}} (\delta^{34}\text{S})$.

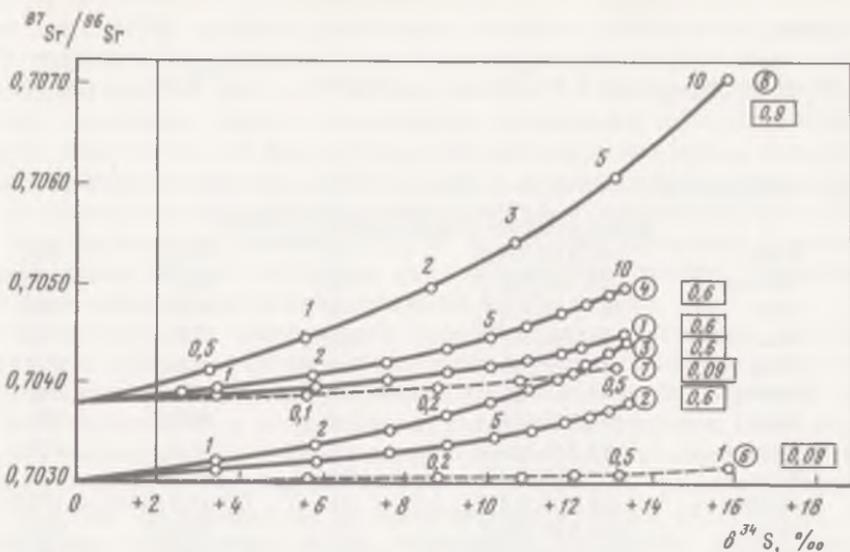


Рис. 3. Расчетные линии изменения изотопного состава стронция и серы островодужных вулканитов при взаимодействии расплава с морской водой

Цифры у точек – объемные отношения провзаимодействовавшей воды и расплава; цифры, обведенные рамкой, – отношения концентраций серы в морской воде и в расплаве; цифры в кружках – номера расчетных экспериментов (см. табл. 1)

Для процесса смешения осадков использовалось уравнение $\epsilon_{Sr} = (Sr^A \times \epsilon_{Sr}^A \cdot a + Sr^B \cdot \epsilon_{Sr}^B \cdot b) / Sr^A \cdot a + Sr^B \cdot b$, где A и B – смешивающиеся фазы; a, b – их процентные отношения в смеси.

Также как и в первом случае, одновременно решалось аналогичное уравнение для S .

Особые сложности возникли при выборе изотопных и концентрационных характеристик для объектов смешения. Так как стоял вопрос о применимости контаминационной гипотезы для объяснения имеющегося распределения изотопов серы, выбор величин $\delta^{34}S$ для подмешивающихся осадков пал на реально большие чем 0‰ (понятно, что при смешении базальтов с пиритами из осадочных отложений района Северо-Американской котловины [12], для которых известны величины $\delta^{34}S$ от $-48,1$ до $-37,2\text{‰}$, никогда не получить реальных величин $\delta^{34}S$ для андезитов и базальтов островных дуг (см. рис. 1)). Поэтому принимались значения для пелагических осадков по Алеутским островам: $\delta^{34}S = 4,8\text{‰}$; 1600 ppm S (максимально возможное и практически редко встречаемое); 25–250 ppm Sr; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7055$ [16]; для метаосадков по Японии [14]: $\delta^{34}S = 4,8\text{‰}$ [21]; 60–150 ppm S; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,722$; для гранитов по западной Японии [14]: $\delta^{34}S = +5\text{‰}$ [21]; 910 ppm S (максимально большая величина и практически редко встречаемая); 200–500 ppm Sr; 20–200 ppm Sr; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7030 \div 0,7035$ [2] (табл. 1).

В большей степени нас интересовали условия, при которых изотопный состав серы смещается на $4\text{--}10\text{‰}$, а изотопный состав стронция практически не изменяется, что характерно для большинства изученных районов вулканической активности. Как видно из рис. 3–5, веер линий смешения,

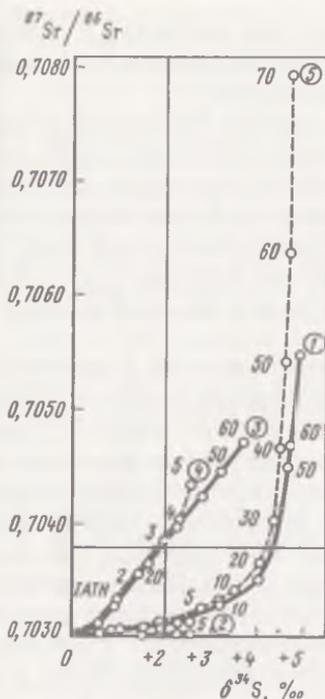


Рис. 4. Расчетные линии изменения изотопного состава стронция и серы островодужных вулканитов при смешении расплава с осадками

Цифры у точек — процент ассимилированного осадка; цифры в кружках — номера расчетных экспериментов (см. табл. 1)

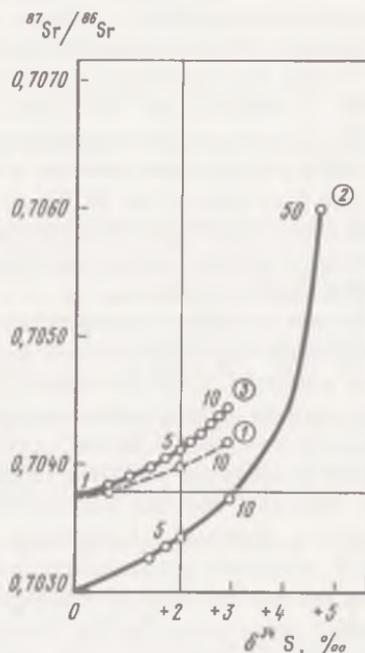


Рис. 5. Расчетные линии изменения изотопного состава стронция и серы островодужных вулканитов при смешении расплава с магнетитовыми гранитами

Цифры у точек — процент ассимилированного гранита; цифры в кружках — номера расчетных экспериментов (см. табл. 1).

рассчитанных из реальных данных, в принципе перекрывает имеющееся поле точек составов и, казалось бы, в состоянии объяснить их распределение различным количеством ассимилированных осадков, гранитов и степенью взаимодействия с морской водой.

Попробуем оценить масштабы такого процесса: для оценки контаминационной гипотезы нами намеренно в ряде случаев при расчете использовались заведомо завышенные концентрации серы в осадках и гранитах. Несмотря на это, любое смешение базальтов с этими компонентами, приводящее к ощутимому сдвигу изотопного состава серы относительно исходного, возможно лишь при условии поглощения расплавом не менее 5% подмешиваемого вещества, в большинстве случаев не менее 10%, что противоречит энергетическим возможностям расплава.

Наиболее приемлемые с этих позиций результаты, в наибольшей степени приближенные к реальным, получены при использовании в расчетах концентрации S не выше 70 ppm в базальтах и концентрации Sr не ниже 200 ppm. Именно при таких начальных параметрах сдвиг вели-

чины $\delta^{34}\text{S}$ на 5–6‰ относительно исходного, без изменения 1^{Sr} , получен при взаимодействии 0,1 объема морской воды и при отношении концентрации серы в породе к сере в морской воде менее 0,1–0,5.

70 ppm, как минимум, на порядок ниже, чем реально измеренные концентрации S в MORB (до 1500 ppm), и очень близки к реальным 20–50 ppm в IATH. То есть любая контаминация островодужных вулканитов, приведшая к наблюдаемым изотопным значениям, могла произойти только после потери расплавом типа MORB до 99% от исходной концентрации серы. Этот вывод не относится к эффузивам области Эсо, для которых в достаточной степени очевидно попадание значительных объемов морской воды в недегазированный расплав.

Таким образом, ассимиляция осадков и (или) гранитов в рассматриваемых масштабах практически не скажется на изменении изотопного состава серы расплава. Определяющим фактором изменения величины $\delta^{34}\text{S}$ является степень взаимодействия предварительно отдегазированного расплава с морской водой. Различия в концентрациях серы и ее изотопным составом между базальтами MORB и островодужными вулканитами связаны в первую очередь с потерей основной части исходной серы островодужных магм на путях подъема в отличие от исходных магм MORB. Процесс дегазации шел в условиях повышенного окислительно-восстановительного потенциала, в пользу чего свидетельствуют соотношения окисленных и восстановленных форм серы. Скорее всего, этот процесс проходил при участии воды, способствовавшей переходу серы предпочтительно в газовую фазу. Так, например, магматические породы, содержащие известные максимальные концентрации воды, — бониниты практически не содержат собственной серы.

Закономерный сдвиг изотопного состава серы в тяжелую область во всех изученных породах островной дуги свидетельствует об обязательном участии морской воды в процессе островодужного магматизма, что согласуется с выводами исследования А. Уеда и Р. Кроуз (персональное сообщение), однако предлагаемая модель предусматривает предварительную дегазацию серы из контаминируемого расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М.: Наука, 1982.
2. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985.
3. Виноградов В.И., Григорьев В.С. Роль пород фундамента в формировании лав Курило-Камчатской островной дуги // Сов.-яп. симпоз. по изотоп. геологии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1987.
4. Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги — ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986.
5. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.
6. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Изотопный состав и содержание серы в базальтах различных структурно-тектонических зон океанов // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986.
7. Гриненко В.А., Дмитриев Л.В., Мигдисов А.А., Шараськин А.Я. Содержание и изотопный состав серы в магматических и метаморфических породах срединно-океанических хребтов // Геохимия. 1975. № 2.

8. Иванов Б.В., Плюснин Г.С. Изотопы стронция в андезитах Камчатки // XI Всесоюз. симпози. по геохимии изотопов: Тез. докл. М.: ГЕОХИ, 1986.
9. Минеев С.Д., Гриненко В.А., Волинец О.Н., Колосков А.В. Изотопный состав серы и углерода в вулканитах и ксенолитах Камчато-Курило-Японской островной дуги // Там же. С. 241–243.
10. Устинов В.И., Иванов Б.В. Изотопный состав кислорода в андезитах Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1988. № 6.
11. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of the Bay of Islands Ophiolite complex and the evolution of the source of mid-ocean ridge basalts // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 89. P. 7425–7449.
12. Krouse H.R., Brown H.W., Farguharson S. et al. Sulfur isotope composition of sulfides and sulphates, DSDP, Leg 37 // Canad. J. Earth Sci. 1977. Vol. 14. P. 787–793.
13. Kurawawa H., Konda T. Strontium isotopic ratios of northeastern Honshu, Japan, implication for the spreading of the Japan Sea // J. Geol. Soc. Jap. 1986. Vol. 92. P. 205–217.
14. Matsuhisa Y., Kurawawa H. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to the magmas // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. Vol. 18. P. 483–510.
15. Matsuda J.I., Zashu S., Ozima M. Sr isotopic studies of volcanic rocks from islands arcs in the western Pacific // Tectonophysics. 1977. Vol. 37. P. 141–151.
16. McCulloch M.T., Perfit M.R. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace elements constraints in the petrogenesis of Aleutian island arc magmas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. P. 167–179.
17. Moore J.G., Fabbri B.F. An estimate of the juvenile sulphur content of basalt // Contrib. Mineral. and Petrol. 1971. Vol. 33. P. 118–127.
18. Notsu K. Strontium isotope composition in volcanic rocks from northeast Japan arc // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. Vol. 18. P. 531–548.
19. Sakai H., Des Marais D.J., Ueda A., Moore J.C. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulphur in ocean floor basalts // Geochim. et cosmochim. acta. 1984. Vol. 48. P. 2433–2441.
20. Sakai H., Ueda A., Field C.W. $\delta^{34}\text{S}$ and concentration on sulphur in some ocean-floor basalts and serpentinites // Short Pap. IV Intern. Conf. Geochronol., Cosmochronol., Isotope Geol. Aspen. 1978. P. 372–374. CUS Geol. Surv. Open-File Rep.; N 78–701.
21. Ueda A. Chemical and isotopes analyses of sulphur in volcanic rocks and its applications to volcanic system of Satsuma-Iwojima: Ph. D. thes.: Okayama (Jap.), 1983. 120 p.
22. Viezer J., Compston W. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of sea water during the Phanerozoic // Geochim. et cosmochim. acta. 1974. Vol. 38, P. 1461.

УДК 550.42

Е.Р. Друбецкой, Д.И. Матуков,
К.И. Лохов, Л.К. Левский

БЛАГОРОДНЫЕ ГАЗЫ И ЛЕТУЧИЕ В МИНЕРАЛАХ НЕКОТОРЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД: ПОИСК МАНТИЙНОГО КОМПОНЕНТА

Интересным объектом изучения изотопных характеристик глубинного флюида наряду с современным мантийным веществом (сравнительно недавно поднятым к поверхности Земли) могут являться метаморфические породы. Конечно, не любые, а только те из них, формирование которых проходило при участии такого флюида. Принципиальная возможность тако-

го подхода следует из самого факта существования избыточных газов (во всяком случае, He и Ar) в некоторых минералах метаморфических пород, т.е. таких их количеств, которые не обоснованы геологическим возрастом минерала и содержанием материнских элементов.

Сам факт существования избыточных газов в метаморфических минералах известен давно [11]. Дамон и Калп [7] посвятили большую работу изучению избыточного ^4He и ^{40}Ar в нескольких образцах бериллов, кордиеритов и турмалинов и сделали важный вывод о присутствии в этих минералах газов, захваченных в процессе формирования минерала и характеризующих флюид, участвующий в процессе регионального метаморфизма и пегматитообразования. Важно отметить, что практически весь He и Ar в этих минералах оказались избыточными. В качестве характеристики флюида были приведены данные по содержанию ^4He , ^{40}Ar и отношениям $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$, на основании которых можно было говорить лишь о неатмосферном источнике газа.

Открытие первичного He в недрах Земли позволило подойти к выделению радиогенной и первичной (мантийной) компонент в породах и минералах земной коры [4]. На большом экспериментальном материале было показано, что при кларковых содержаниях U, Th и K в породе генерируется He и Ar в соотношениях ~ 1 . Оставшийся после температурного воздействия газ за счет преимущественных потерь He характеризуется соотношением $r = ^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_p \ll 1$, а в свободную фазу переходит в соотношении > 1 . В зависимости от температуры воздействия в свободную фазу может переходить газ со сколь угодно большим значением r . Если в дальнейшем такой газ будет захвачен вновь образованными минералами, то, естественно, являясь для них избыточным, он будет характеризоваться повышенными значениями величины r .

Суммируя имеющиеся на сегодняшний день данные по изотопии He и Ar в породах и минералах земной коры, в представителях мантийного вещества и в природных газах, можно представить следующую картину (рис. 1). Всю область значений отношений r можно грубо разделить на три: *I* — область теоретически рассчитанных величин r , характерных для пород с "нормальным" U/K отношением; *II* — область низких значений r , являющихся результатом дегазации с преимущественной потерей He; *III* — область высоких отношений, т.е. таких отношений $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$, в которых эти изотопы переходят в газ при дегазации твердого вещества. Видно, что в области газов (*III*) находятся древние метаморфические породы, причем особенно высокими отношениями характеризуются некоторые их минералы, такие, как амфибол и кордиерит (наши данные). В этой же области находятся все известные минералы и породы с избыточными газами.

Таким образом, высокие значения отношения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ ($r > 10$), обнаруживаемые в минералах метаморфических пород, в подавляющем большинстве случаев указывают (за редким исключением аномальных отношений U/K) на присутствие в этих минералах (породах) избыточного (захваченного) газа, источником которого могут являться не полностью дегазированные вмещающие породы, теряющие в результате метаморфизма преимущественно He. Важно отметить, что источником захваченного метаморфического флюида может являться и мантия Земли. Высокие отношения r свидетельствуют также о том, что захват газов явился

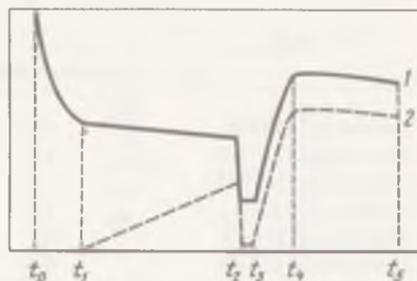
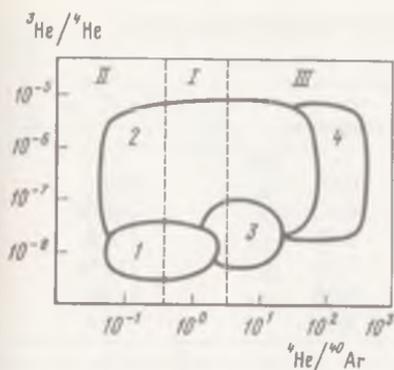


Рис. 1. Связь изотопных отношений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в земной коре

I — область теоретически рассчитанных отношений ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$; II — область низких отношений ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$, являющихся результатом потерь при дегазации; III — область повышенных отношений ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$, в которых эти изотопы переходят в газ в результате преимущественной потери гелия; 1 — кислые породы коры; 2 — древние метаморфические породы; 3 — природные газы; 4 — некоторые минералы древних метаморфических пород

Рис. 2. Схема изменения концентрации He в современных образцах мантийного происхождения и в захваченном флюиде древних метаморфических пород

1 — тренд изменения концентрации первичного He; 2 — тренд изменения концентрации радиогенного He; ($t_0 - t_1$) — промежуток времени между захватом первичного He Землей и моментом окончания дегазации резервуара; t_2 — момент выброса мантийного вещества на поверхность; t_3 — момент изучения дегазированного вещества; ($t_3 - t_4$) — время захвата He метаморфическим минералом; t_5 — момент изучения метаморфического минерала

одним из последних актов метаморфизма и порода в дальнейшем уже не подвергалась прогревам, которые могли бы привести к потере He.

Из предыдущего очевидно, что источником захваченного газа с отношением r от единиц (при полной дегазации) до нескольких сот и больше (при незначительном прогреве) может являться одна и та же порода, поэтому само по себе это отношение не несет исчерпывающей информации о генезисе флюида. Важной его изотопной характеристикой является отношение $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$.

Эволюция первичного (мантийного) и радиогенного He в современных образцах пород предположительно мантийного происхождения схематично изображена на рис. 2. В момент времени t_0 Землей (будущим образцом, находящимся в мантии) захвачено некоторое количество первичного He, который тем или иным способом терялся и к моменту t_2 выброса мантийного вещества на поверхность земли характеризовался в мантии определенным содержанием. В свою очередь, радиогенный He не только терялся, но и накапливался. В момент времени t_2 при подъеме магмы к поверхности, сопровождавшемся резким падением давления, произошла ее сильная дегазация. Изучая такой образец в момент t_3 , мы обнаружим в нем лишь остатки мантийной смеси первичного и радиогенного He. И действительно, даже в стеклянных корках базальтов, служащих естественными ловушками "убегающего" из магмы газа, содержание ${}^4\text{He}$ не превышает $\sim n \cdot 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, а ${}^3\text{He} \sim 10^{-11} \text{ см}^3/\text{г}$ [8]. Еще меньшая концентрация харак-

Образец	${}^3\text{He}/{}^4\text{He}, 10^{-6}$		${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$
	эксперимент.	теоретич.	
Амфибол I (1946)	6,7	0,04	600
Кордиерит I (1725)	1,7	0,02	27 000
Кордиерит II (1725)	1,6	0,03	4 390
Биотит (1725)	1,6	0,01	21 800
Амфибол II (14-4)	3,7	0,04	3 750
Плагиоклаз (14-4)	0,4	0,01	4 100

терна для современных континентальных вулканитов [2, 5]. Если подъем магмы к поверхности произошел достаточно давно и оказавшаяся на поверхности дегазированная порода была затем опущена на значительную глубину и метаморфизована с участием мантийного флюида (t_3-t_4), то при благоприятных условиях она захватит значительное количество мантийных газов. Изучая сегодня некоторые образцы древних метаморфических пород (t_5), мы находим в них до $\sim 10^{-3} \text{ см}^3/\text{г}$ ${}^4\text{He}$, причем содержание ${}^3\text{He}$ в которых из них достигает рекордной величины $\sim 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г}$, т.е. на три порядка больше, чем в стеклах современных океанических базальтов.

Впервые избыточные газы в метаморфических породах земной коры рассматривались на изотопном уровне в работах [1, 6]. В ряде исследованных образцов было обнаружено присутствие значительных количеств избыточного ${}^3\text{He}$ и сделан вывод о возможном мантийном его источнике. Мы продолжили эту работу с целью изучения содержания и изотопного состава благородных газов, а также химического состава флюида предположительно мантийного происхождения в минералах из докембрийских пород, метаморфизованных на больших глубинах.

Амфибол I (1946) выделен из пегматитового лейкогаббро, представляющего собой ксеноблок в поле молодых гранитов. Из ксенолита гранулитов в поле гнейсов с возрастом ~ 800 млн лет (Pb-Pb метод, данные Е.С. Богомолова) отобран железистый кордиерит II (1725), образованный в результате наложенного метоморфизма амфиболитовой фации (оба образца из Тувы, коллекция Ф.П. Митрофанова). В сходных условиях образовался амфибол II (14-4) и габбро-анортозита с возрастом 2350 млн лет (Кольский полуостров, коллекция Е.В. Шаркова). Общей особенностью изученных минералов является то, что они образовались при повышенных P - T -условиях амфиболитовой фации метаморфизма, не подвергались в дальнейшем значительному температурному воздействию и, следовательно, могли сохранить изотопные метки метаморфического флюида.

Данные по содержанию и изотопному составу He и Ar, а также результаты определения кажущегося K/Ar возраста некоторых из изученных минералов приведены в таблице и на рис. 3. Здесь же приведены теоретически рассчитанные (по Моррисону и Пайну) отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (см. [4]). Полученные результаты нанесены также на диаграмму в координатах ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ — ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ (рис. 4).

${}^4\text{He}/{}^40\text{Ar}$	${}^4\text{He} \cdot 10^{-6}$	${}^40\text{Ar} \cdot 10^{-6}$	${}^3\text{He} \cdot 10^{-12}$	$T_{\text{K. Ar}} \cdot 10^6$
	см ³ /г			
133	400	3,0	2680	260
7,2	72	10	122	400
174	4700	27	7520	1810
0,7	107	153	171	470
2,0	130	65	480	2350
0,1	3,0	30	1,2	2340

Можно видеть, что отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в кордиерите II из гранулита на два порядка превышает теоретическое значение и значительно выше атмосферной величины. Еще более высоким значением отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ характеризуется амфибол II из габбро-анортозита. Максимальная величина этого отношения обнаружена во флюиде амфибола I из лейкогаббро. Она почти на три порядка выше теоретического значения и приближается к отношению ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в нодулях хребта Хамар-Дабан (Байкальская рифтовая зона, [2]) и базальтах срединно-океанических хребтов (MORB). Следует при этом подчеркнуть, что содержание He в изученных образцах на три-четыре порядка выше, чем в современных мантийных объектах. Таким образом, во флюиде исследованных минералов содержатся значительные количества захваченного мантийного He, однако можно отметить существенное отличие в распределении He между сосуществующими минералами (рис. 5).

На рис. 5 в тех же координатах, что и на рис. 1, приведены данные по сосуществующим минералам трех исследованных образцов (1946, 1725 и 14-4). Видно, что в области теоретических значений I находятся точки валовых определений, (1946, 14-4), а также биотит и кордиерит I (1725). Плагноклаз и оливин 1946 и плагноклаз 14-4 характеризуются значениями отношения ${}^4\text{He}/{}^40\text{Ar}$ значительно меньше теоретического, типичными для области II низких величин r , являющихся результатом дегазации с преимущественной потерей He. Максимальными отношениями r характеризуются амфибол I и кордиерит II, достигая рекордной величины $r = 174$, что на три порядка превышает теоретическое значение и указывает на присутствие в этих минералах сильно фракционированного газа. Поскольку по петрографическим данным и амфибол I и кордиерит II являются новообразованными минералами (последний образовался по кордиериту I и отличается высокой магнитностью), с большой степенью вероятности можно сделать вывод о захвате кристаллической решеткой этих минералов сильно фракционированного газа, находившегося в среде минералообразования на заключительном этапе метаморфизма. Таким образом, практически весь He в изученных образцах находится в амфиболе и кордиерите, и постоянство отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ во всех минеральных фракциях гранулита и лейкогаббро может быть объяснено незначительной добавкой минерала-концентрактора. Избыточный He сопровождается избы-

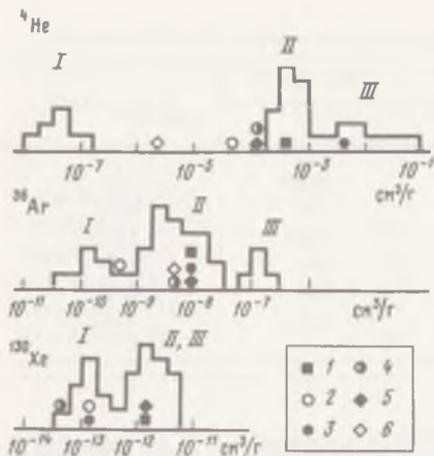


Рис. 3. Гистограмма распределения концентраций ${}^4\text{He}$, ${}^{36}\text{Ar}$ и ${}^{130}\text{Xe}$ в ультраосновных ксенолитах Байкальской рифтовой зоны (I), в амфиболах древних метаморфических пород Карелии (II) и в циклосиликатах [10]

1 — амфибол I (1946); 2 — кордиерит I (1725); 3 — кордиерит II (1725); 4 — биотит (1725); 5 — амфибол II (14-4); 6 — плагиоклаз (14-4)

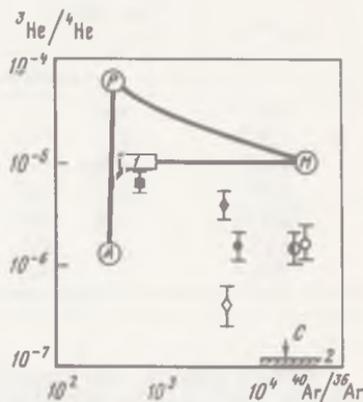


Рис. 4. Связь изотопных характеристик He и Ar в различных объектах

A — атмосферный источник; P — источник типа "горячих точек" (принято для недеплетированной мантии); M — источник типа MORB (принято для деплетированной мантии); C — коровый источник; 1 — ультраосновные ксенолиты хребта Хамар-Дабан [2]; 2 — амфиболы древних метаморфических пород Карелии; остальные условные обозначения см. рис. 3.

точным аргоном, присутствие которого надежно фиксируется в кордиерите II, K/Ar возраст которого существенно превышает возраст метаморфизма, определяемого, как уже отмечалось, в 800 млн лет.

Существенно, что термин "избыточные газы" для исследованных минералов обозначает не только присутствие радиогенных благородных газов, не поддерживаемых родительскими элементами, но и первичного He. Содержание избыточного ${}^3\text{He}$ достигает рекордной величины $\sim 10^{-8}$ см³/г в кордиерите II и несколько меньшей в амфиболе I. Флюид в амфиболе II не содержит таких высоких количеств избыточного ${}^3\text{He}$, однако и в этом случае на два порядка превышает концентрации, типичные для современных мантийных образцов, что особенно существенно при докембрийском возрасте амфиболитового метаморфизма, при котором был образован этот минерал.

Таким образом, можно сделать вывод о присутствии в исследованных минералах мантийного (первичного) компонента. Для минералов с аномально высоким содержанием ${}^3\text{He}$ был проведен ступенчатый отжиг He и Ar, который показал, что практически весь газ с аномальными изотопными характеристиками выделяется в диапазоне 600–1000°С, что подтверждает предположение о захвате газа в процессе роста минерала при условиях кристаллизации, препятствующих уходу флюида из зоны минералообразования. Отсутствие избыточных газов в кордиерите I и присутствие рекордных концентраций в кордиерите II, который был образован в процессе ме-

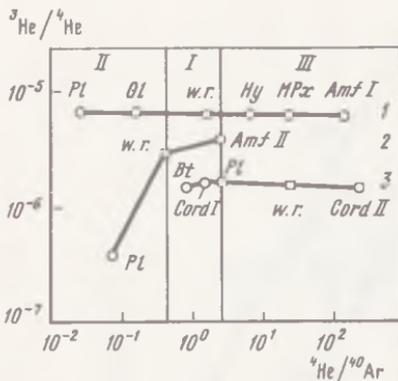


Рис. 5. Связь изотопных отношений $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ в валовых образцах и мономинеральных фракциях лейкогаббро (1), габбро-анортозита (2) и гранулита (3) Области I, II и III см. рис. 1

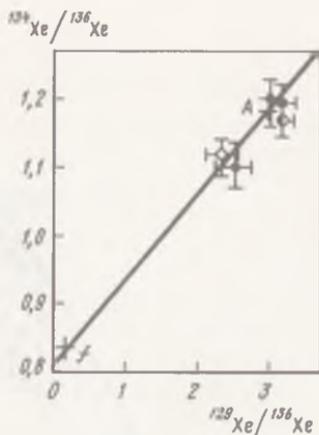


Рис. 6. Изотопный состав Xe в некоторых мономинеральных фракциях лейкогаббро, габбро-анортозита и гранулита

A — атмосфера; f — Xe спонтанного деления. Остальные условные обозначения см. на рис. 3

таморфизма по кордиериту I, также говорит в пользу высказанного положения. В этой связи представляется маловероятным, что захват He с аномальными изотопными характеристиками произошел недавно и не связан с возрастом минерала.

На рис. 6 представлены данные по изотопному составу Xe в исследованных минералах. В пределах ошибки эксперимента он не отличается от атмосферного в амфиболах и биотите. В обоих кордиеритах обнаружен избыток (по отношению к атмосфере) Xe спонтанного деления. Отношение $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}$ в кордиерите II составляет около $4 \cdot 10^{10}$, что на два порядка превышает теоретическое значение. Вместе с аномально высоким отношениями $^4\text{He}/^{40}\text{Ar} = 174$ и $^4\text{He}/^{21}\text{Ne} \sim 2 \cdot 10^{-7}$ (изотопный состав Ne в этом образце определен А.Б. Верховским) отношение $^4\text{He}/^{136}\text{Xe}$ также указывает на захват кордиеритом II сильно фракционированного газа.

Принимая во внимание, что во флюиде изученных минералов присутствует мантийный (первичный) компонент, мы попытались получить более полную его характеристику, исследуя химический состав захваченных газов. Детально методика масс-спектрометрического определения химического состава летучих, примененная нами, описана в статье К.И. Лохова и др. в настоящем сборнике. Полученные результаты представлены в виде диаграммы Н—О—С на рис. 7. Здесь же для сравнения нанесены данные, полученные нами для ультраосновных ксенолитов и базальтов Байкальской рифтовой зоны, минералов древних метаморфических пород земной коры и алмазов. Показаны также точки, отвечающие двуокиси и окиси углерода, воды и метана.

Флюид, содержащийся в древних метаморфических минералах, состоит главным образом из воды и CO_2 и является окисленным. Изотопный состав

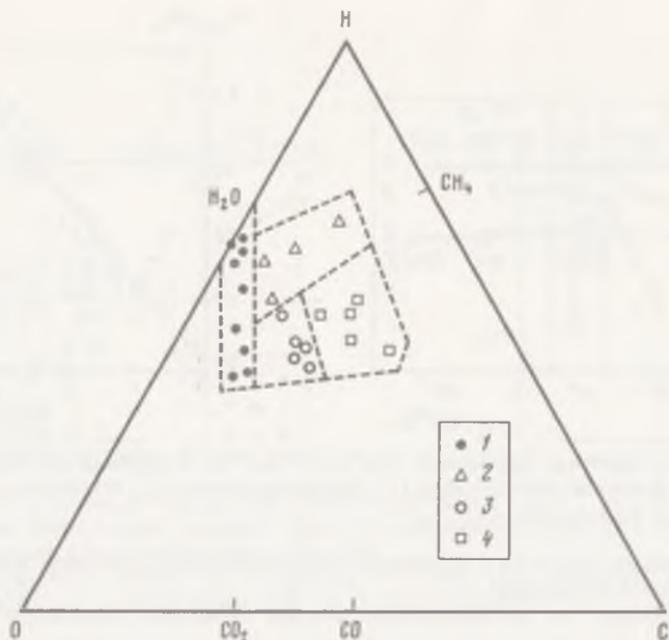


Рис. 7. Диаграмма Н-О-С химического состава флюида амфиболов и плагиоклазов древних метаморфических пород коры (Кольский полуостров, Карелия) (1), алмазов (2) [9], ультраосновных ксенолитов хребта Хамар-Дабан (3) и хребта Удокан (4)

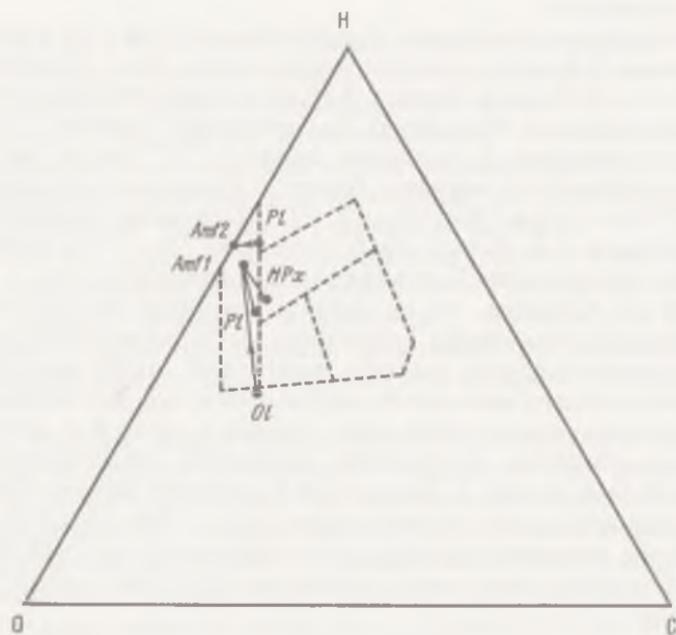


Рис. 8. Диаграмма Н-О-С химического состава мономинеральных фракций лейкогаббро и габбро-анортозита

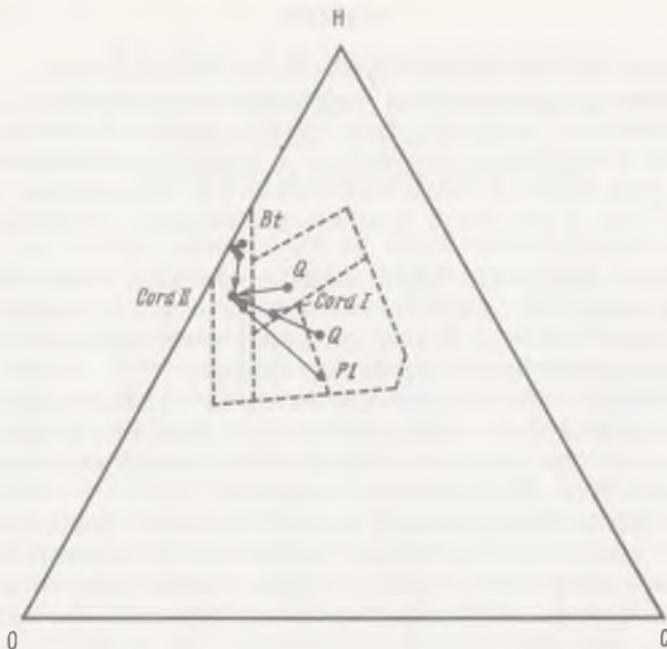


Рис. 9. Диаграмма Н-О-С химического состава мономинеральных фракций гранулит

Не в этих минералах отвечает типично коровому, радиогенному Не. Область алмазов (данные работы [9]) характеризуется восстановленным флюидом с наиболее низкими отношениями Н/С. Вулканические породы Байкала представлены ультраосновными ксенолитами хребтов Хамар-Дабан и Удокан. Эти образцы подразделяются на две группы как по степени окисленности флюида (см. рис. 7), так и по изотопии Не (см. [2]) и отвечают мантийным резервуарам разной степени окисленности флюида. Более окисленный флюид нодулой Хамар-Дабана характеризуется отношением $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-5}$, в то время как более восстановленный флюид Удокана имеет на порядок меньшее отношение.

Данные по химическому составу флюида в мономинеральных фракциях лейкогаббро, габбро-анортозита и гранулит приведены на диаграммах рис. 8, 9. Видно, что образование амфибола I, II и кордиерита II связано с обогащением флюидной фазы водой и CO_2 . Таким образом, по своим химическим параметрам флюид этих минералов попадает в область типично коровых образований, и только изотопия Не позволяет говорить о присутствии в нем мантийного компонента. В связи с этим вряд ли можно привлекать в качестве источника воды при образовании кордиерита II биотит из вмещающих пород или метеорную воду, поскольку в этом случае флюид оказался бы обогащенным радиогенным Не.

К основным результатам работы можно отнести следующие.

1. Повышенные по сравнению с теоретическими отношения ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в метаморфических минералах могут рассматриваться в качестве критерия присутствия избыточных, захваченных в процессе метаморфизма газов.

2. Даже если порода в целом характеризуется "нормальным" соотношением ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$, в ней могут находиться минералы, "помнящие процесс захвата".

3. Минералы существенно по-разному удерживают газы. Соотношение ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в минералах одной и той же породы может варьировать на 4 порядка величины. Наиболее благоприятными в плане захвата и сохранности газов минералами являются амфибол и кордиерит.

4. Избыточные газы сохраняются минералами-концентраторами, если захват флюида растущим минералом был последним актом метаморфизма.

5. Изотопные характеристики захваченного флюида могут сохраняться в древних вплоть до докембрийских минералах.

6. В процессе метаморфизма с участием глубинного флюида могут быть захвачены значительные количества первичного He новообразованными минералами, такими, как амфибол и кордиерит. Изотопно-гелиевая метка "мантийного компонента" может сохраняться в течение всего времени существования минерала.

7. Эволюция химического состава флюида в процессе метаморфизма приводит к появлению типично коровых характеристик. Сам по себе химический состав флюида, захваченного метаморфическими минералами, не несет информации о его происхождении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герлинг Э.К., Толстухин И.Н., Друбецкой Е.Р. Изотопы гелия и аргона в породообразующих минералах // Геохимия. 1976. № 11.
2. Друбецкой Е.Р. Изотопы гелия и аргона в базальтах и ультраосновных ксенолитах Байкальской рифтовой зоны // Геохронология и геохимия изотопов. Л.: Наука, 1987.
3. Озима М., Подосек Ф. Геохимия благородных газов. Л.: Недра, 1987.
4. Толстухин И.Н., Друбецкой Е.Р. Изотопные отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в породах земной коры // Геохимия. 1975. № 8.
5. Толстухин И.Н., Друбецкой Е.Р., Эрлих Э.Н., Мамырин Б.А. К вопросу о происхождении кислых вулканических пород Камчатки // Там же. 1976. № 7.
6. Толстухин И.Н., Друбецкой Е.Р., Митрофанов Ф.П., Козаков И.К. Изотопы гелия в породах Санглиенского массива (Тува, Саяны) // Там же. 1977. № 4.
7. Damon P.E., Kulp J.L. Excess helium and argon in beryl and other minerals // Amer. Miner. 1958. Vol. 43. P. 433-459.
8. Marty B., Ozima M. Noble gas distribution in oceanic basalt glasses // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. Vol. 50. P. 1093-1097.
9. Melton Ch.E., Giardini A. The composition and significans of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil // Amer. Miner. 1974. Vol. 59. P. 775-782.
10. Saito K., Alexander Jr.E.C., Zashu S. Rare gases in cyclosilicates and cogenetic minerals // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 7891-7901.
11. Strutt R.J. Helium and Radioactivity in rare and common minerals // Proc. Roy. Soc. London. A. 1908. Vol. 80. P. 572-594.

МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕТУЧИХ В ПОРОДАХ ЭКЗОКОНТАКТА ЩЕЛОЧНО-ОСНОВНОЙ ИНТРУЗИИ

Одним из важных направлений изучения геохимических особенностей флюидной фазы является оценка влияния различных компонентов на устойчивость радиометрических систем. Потеря устойчивости проявляется в относительной подвижности радиоактивных и радиогенных изотопов, что, в свою очередь, приводит к искажению изотопно-геохронологических данных. В ряде случаев происходит миграция не только радиогенных составляющих (аргон, стронций, свинец, неодим), но и основных катионов составляющих структуру минерала-хозяина, например циркона.

Исследование влияния метаморфизма, в том числе криптометаморфизма, не сопровождающегося изменением минеральных парагенезисов, и метасоматоза на поведение радиометрических систем проводится в двух направлениях: изучение природных ситуаций с контролируемым распределением температуры, начало которых положено работой С. Харта [1], и лабораторного моделирования [2]. Подавляющее большинство работ, относящихся ко второму направлению, было выполнено в вакуумных (или квазивакуумных) условиях, не столь типичных для реальной земной обстановки. Этот недостаток в известной степени компенсируется изучением устойчивости радиометрических систем при повышенных P - T -условиях [3-5].

Что касается изучения природных моделей, то очевидная и значительная роль флюидов в этом случае не оценена в должной степени до сих пор. При выполнении настоящей работы было поставлено две задачи.

1. Создание масс-спектрометрической установки для изучения абсолютного и относительного содержаний компонентов флюидной фазы, отвечающей современным требованиям.

2. Исследование геохимических особенностей флюидной фазы пород и минералов и возможной корреляции химического состава флюида и возрастных данных на примере простейшей природной модели — экзоконтактной зоны каледонской интрузии, прорывающей древние архейские гнейсы.

АППАРАТУРА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ФЛЮИДНОЙ ФАЗЫ

При разработке масс-спектрометрической установки мы руководствовались не только необходимостью исследования общего содержания летучих компонентов, но, учитывая специфические и различные формы нахождения летучих в минералах, и возможностью получения кривых выделения в зависимости от температуры. Таким образом, установка в целом является современным развитием метода масс-спектрального термического

анализа (МТА), впервые разработанного для изучения выделения благородных газов из природных объектов одним из авторов [6]. Использование масс-спектрометра в качестве измерительного прибора дает очевидные преимущества по сравнению с хроматографической техникой относительно таких важных параметров, как чувствительность, точность, правильность.

В отличие от недеструкционных методов анализа, например и использованием рамановской спектроскопии [7], в масс-спектрометрическом варианте используется либо механическое разрушение образца, либо декрепитация. В первом случае наблюдается минимальное искажение состава за счет процедуры эксперимента [8–10].

Однако из-за того, что при разрушении одновременно вскрываются включения различных генетических групп, получаются трудно интерпретируемые результаты. Недостатки метода декрепитации, в частности искажение состава газовой смеси из-за различных реакций между флюидными компонентами, минералом-хозяином и материалом реактора при высоких температурах, можно частично преодолеть, используя методику ступенчатого отжига пробы в заданных температурных интервалах [10]. Однако для выбора необходимых температурных интервалов дегазации пробы необходимо предварительно знать декрепитограмму образца. Кроме того, увеличение количества ступеней отжига более четырех-пяти приводит к резкому возрастанию времени анализа.

Одним из путей усовершенствования декрепитационной методики являются совмещение в одной экспериментальной установке декрепитометра и газоанализатора, что обеспечивает получение в ходе одного эксперимента зависимости изменения интенсивности выделения различных флюидных компонентов от температуры. Технически это возможно реализовать при использовании линейного во времени (и по температуре) нагрева образца и непрерывного анализа газовой фазы с помощью автоматизированного масс-спектрометра, снабженного ЭВМ. Подобная методика используется для анализа газов в стеклах океанических базальтов [13–16].

Учитывая изложенное, была сконструирована и изготовлена система, позволяющая количественно определять практически весь набор газов, которые могут быть выделены из горных пород и минералов (рис. 1). В установке использован статический газовый масс-спектрометр MS=20 AEI, с постоянным магнитом и разверткой по ускоряющему напряжению. Устройство ввода пробы в масс-спектрометр включает зарядное устройство, реактор из оптического кварцевого стекла с нагревателем, обеспечивающим подъем температуры до 1350°C, и ряда вакуумных соединений и вентилях из нержавеющей стали. Во время анализа температура системы напуска поддерживается около 120°C для исключения собрании паров и углекислоты на внутренних поверхностях вакуумной системы. Откачка газов при динамическом режиме осуществляется диффузионным масляным насосом.

Зарядное устройство позволяет доставлять в зону нагрева реактора образцы, представленные порошкообразными фракциями минералов. Навески фракций насыпаются в кварцевые микропробирки диаметром 3 мм и высотой 10 мм. В такую пробирку возможно загрузить до 60 мг минеральной фракции. Серия из 15 таких пробирок вставляется в металлическую кассету, имеющую магнитный наконечник. Кассета вместе с металлической направляющей помещается в стеклянную трубку и послед-

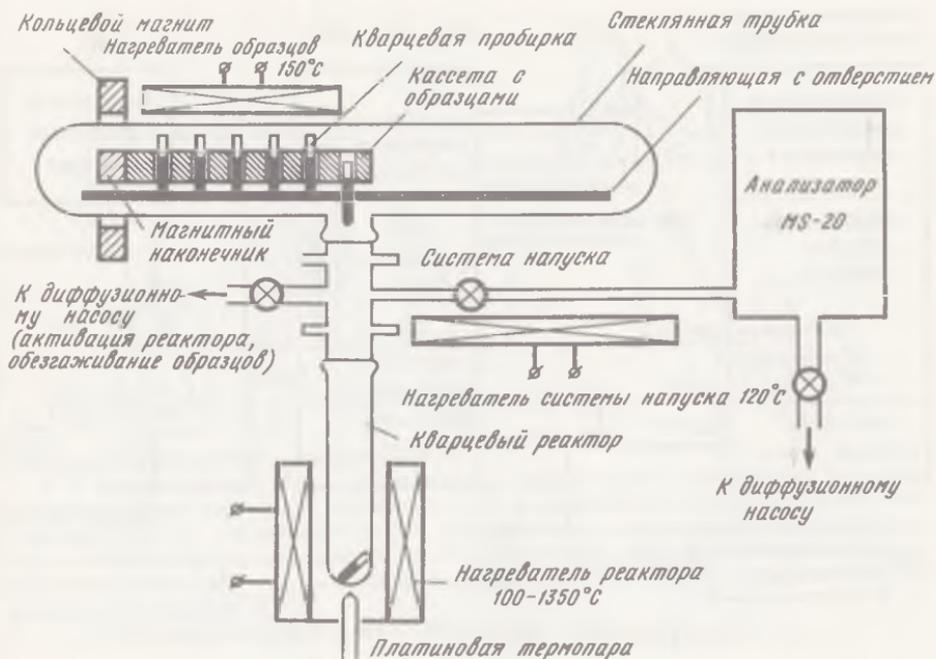


Рис. 1. Вакуумная схема установки

няя запаивается. Направляющая имеет отверстие напротив вертикальной трубки, ведущей к реактору. Перемещением кассеты при помощи кольцевого магнита пробирки могут быть сброшены в реактор.

Масс-спектрометр автоматизирован с применением микро-ЭВМ "Искра-1256" (рис. 2). ЭВМ осуществляет установку развертки прибора на заданную массу и измерение интенсивности ионного тока. Для осуществления автоматической дискретной развертки масс-спектрометра необходим управляемый от ЭВМ цифро-аналоговый преобразователь (ЦАП), при этом для получения дискретности шкалы масс менее $0,0005$ а.е.м. во всем диапазоне развертки требуется ЦАП с дискретностью не более 10^{-5} . Для реализации такого ЦАП использован интерфейсный блок управления графопостроителем, входящий в комплект ЭВМ. Этот блок обеспечивает выдачу по двум каналам: X и Y двух напряжений от 0 до $+13\text{В}$ с дискретностью 10^3 . Для получения одного программно-управляемого напряжения с требуемой дискретностью напряжений каналов суммированы на операционном усилителе канала Y (сопротивления R и $150R$, см. рис. 2) с соответствующим весом. В результате получено напряжение с дискретностью более 10^5 . Реализованы программы автоматической калибровки шкалы масс, настройки на центр пика, линейной и дискретной развертки масс-спектра.

Ионные токи усиливаются двумя усилителями прибора: УПТ 1 (S) для масс 2 и 4 и УПТ 2 (L) для масс 12–100, сигналы с которых заведены на первый и второй каналы аналого-цифрового преобразователя (АЦП). На третий канал АЦП подан сигнал с измерительного усилителя Ф 1733/1,

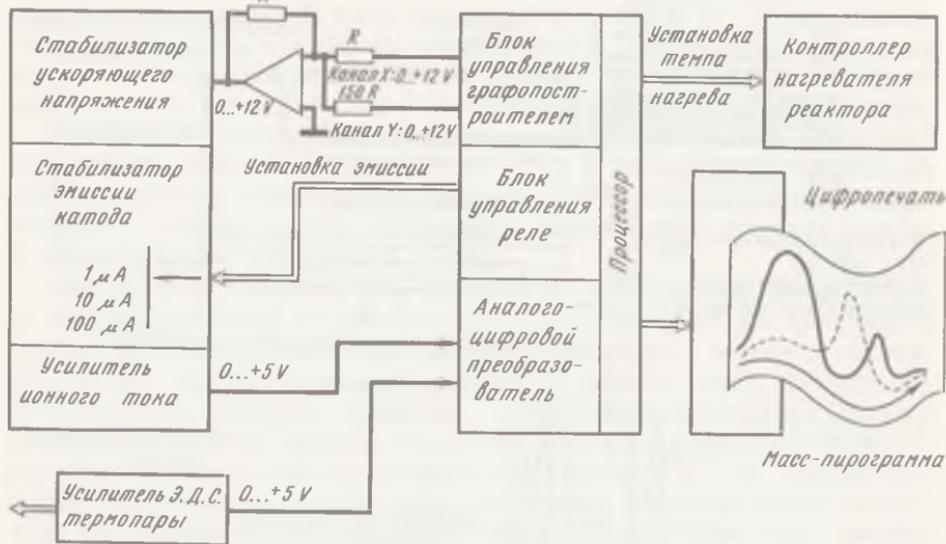


Рис. 2. Интерфейс ЭВМ "Искра-1256" с масс-спектрометром MS-20

усиливающего ЭДС платиновой термопары (ТП), установленной в зоне нагрева образца. Специальные подпрограммы обеспечивают автоматический выбор предела измерения АЦП и измерения температуры посредством кусочно-линейной аппроксимации функции $T^{\circ}\text{C} = (\text{ЭДС ТП})$.

ЭВМ обеспечивает автоматическое измерение чувствительности прибора в зависимости от входных сигналов посредством дискретного переключения тока эмиссии катода газового источника ионов. Устанавливаемые значения 150, 15 и 1,5 мкА обеспечивают изменение чувствительности приблизительно в 20 и 200 раз. Таким образом, учитывая, что АЦП имеет динамический диапазон 10^3 , полный динамический диапазон прибора достигает 1×10^5 , что обеспечивает определение микропримесей в газовой смеси на уровне 0,005%.

Для синхронизации работы основной программы используется таймер, позволяющий получить отсчеты времени с дискретностью 0,1 с. Программа подъема температуры реактора задается при помощи специального контроллера, управляемого от ЭВМ, что позволяет поддерживать постоянный темп подъема температуры.

При экспериментах по флюидному анализу анализируются ионные токи от ионов с 2, 14, 15, 18, 19, 20, 18, 29, 30, 32, 34, 36, 41, 44, 64 м/е, что позволяет рассчитать интенсивности газовой выделенности по следующим компонентам: H_2 , CH_4 , N_2 , CO , H_2O , HF , HCl , O_2 , H_2S , CO_2 , SO_2 , C_2H_6 + C_3H_8 + C_4H_{10} . Подпрограммой расчета реализовано решение системы из 14 уравнений с 14 неизвестными. В качестве параметров при неизвестных участвуют коэффициенты чувствительности индивидуальных газов по отношению к азоту, а также коэффициенты относительных количеств осколочных и дважды ионизированных ионов от соответствующих компонент. Сравне-

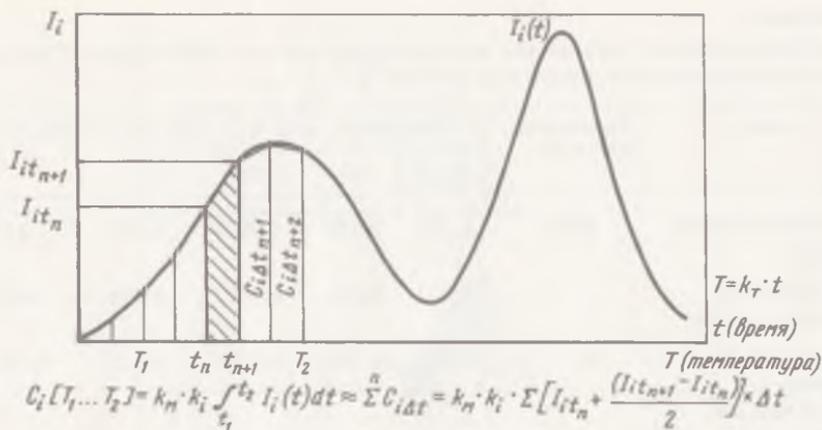


Рис. 3. Схема проведения эксперимента

n — номер спектра; I_{it_n} — интенсивность ионного тока i -компоненты в момент времени t_n и температура в реакторе T_n ; k_i — коэффициент чувствительности масс-спектрометра по i -компоненте; k_M — коэффициент, учитывающий размер навески; $C_{i\Delta t}$ — количество i -компоненты в $1 \text{ см}^3/\text{г}$, выделенной за время между измерениями двух спектров; $C_{i[T_1 \dots T_2]}$ — количество i -компоненты в $1 \text{ см}^3/\text{г}$, выделенной в температурном интервале $T_1 \dots T_2$

ние этих параметров, полученных для различных приборов при одном и том же ионизирующем напряжении 70 эВ, а также калибровки данного экземпляра прибора по эталонным смесям показывает, что они отличаются не более чем на 10%, и, следовательно, для достижения такой точности анализа не требуется дополнительных калибровок прибора.

В качестве опорной массы для корректировки шкалы масс при флюидном анализе выбрана 18 м/е, наиболее значительная в фоновых спектрах. Автоподстройка на центр опорного пика в каждом спектре позволяет скорректировать нестабильность электронных схем.

Автоматизированная установка позволяет осуществлять схему эксперимента (рис. 3) при помощи алгоритма основной управляющей программы. После ввода данных об образце (вес навески в миллиграммах, номер образца), вспомогательных данных и определения фона установки по пяти спектрам образец загружается в реактор при помощи магнитного сбрасывателя и включается линейный подъем температуры. С этого момента прибор начинает периодически сканировать по заданному массиву масс. После прохождения спектра и измерения температуры в реакторе, соответствующей моменту измерения этого спектра, производится линейная интерполяция с учетом предыдущего спектра, а также массива времен, соответствующих моментам измерения интенсивности ионного тока на каждой массе. Далее учитывается фон и рассчитывается содержание компонентов на грамм пробы, выделенных за время между двумя спектрами: $C_{i\Delta t}$ (см. рис. 3). Массив данных, состоящих из $C_{i\Delta t}$, температуры T и номера спектра N , заносится в память процессора, затем производится измерение в следующем спектре и т.д. В таком режиме получено общее быстрое действие прибора: 1 спектр/мин. Оптимальный темп нагрева зависит от требуемого разрешения различных пиков газовой выделенности по температуре и требуемой

Таблица 1

Воспроизводимость результатов при измерении состава ГЖВ кварца (ГЖВ декрепитирует в интервале температур 180–600°C)

Опыт	Средняя навеска, мг	Содержание, нсм ³ /г			CO ₂ /H ₂ O	CH ₄ /CO ₂
		H ₂ O	CO ₂	CH ₄		
Среднее по 10 опытам [10]	4000	1,145	0,0560	0,0095	0,048	0,17
Отклонение от среднего ± 1 [10]	"	0,262	0,010	0,0021	0,005	0,01
Отклонение от среднего ± 1 (по 10 масс-программам)	50	0,437	0,0121	0,0036	0,012	0,05

чувствительности [12]. При флюидном анализе обычно применяется скорость нагрева 10°C/мин, чем обеспечивается получение отсчетов по всем анализируемым компонентам через 10°C, что, как показывает опыт работы, не приводит к существенным динамическим ошибкам (см. рис. 3).

После выхода из основного цикла эксперимента, по достижению заданной максимальной температуры происходит подсчет общего содержания каждого компонента. При расчете количества выделенных из образца газов используются данные по холостому опыту, хранящиеся на магнитной ленте и вводимые в память ЭВМ перед расчетами. Количества газов, выделенных при холостых опытах со сбросом в реактор пустой кварцевой пробирки, в среднем на порядок меньше, чем минимальные количества, выделяемые из навесок реальных проб в температурном интервале 100–1000°C. При больших температурах существенно повышается уровень холостого опыта по таким летучим, как CO, CH₄, N₂ и CO₂. Воспроизводимость холостого опыта внутри одной серии заряженных образцов около 20%, поэтому при анализе проб с низким содержанием газов (кварц, оливин, пироксены) необходимо проводить холостой опыт перед каждым измерением образца. В случае анализов таких минералов, как биотит, амфибол, апатит, полевые шпаты, количество выделяемых газов более чем на два порядка превышают таковые в холостом опыте практически во всем диапазоне температур, поэтому для расчетов используется один холостой опыт для каждой серии.

После подсчета содержания каждой компоненты (в см³/г) с использованием цифropечатающего устройства производится построение графика газовой выделенности по каждой компоненте в зависимости от температуры. Специальной подпрограммой реализуется автоматическое изменение масштаба содержания выделенных компонент в формате печатающего устройства и вывод на печать всех компонент, обозначаемых различными условными знаками, отстоящими от оси температур на количество знакомест печати, пропорциональное их количеству. Полученные графики — масс-пирограммы аналогичны таковым, описанным в [13–16]. Типичная масс-пирограмма приведена на рис. 4.

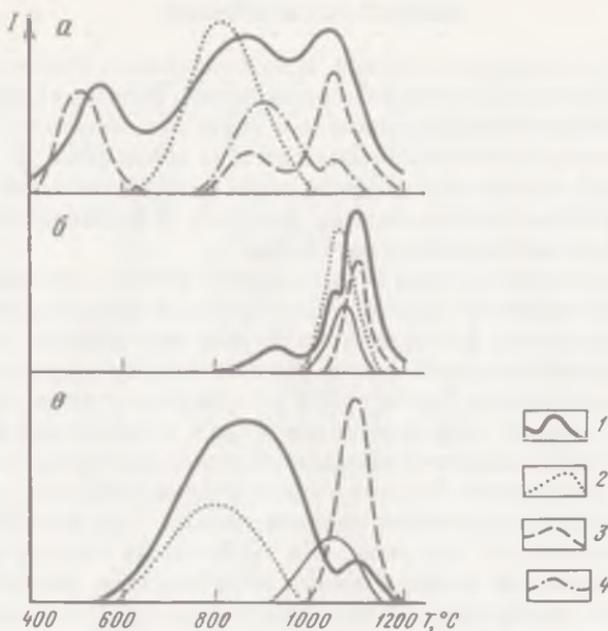


Рис. 4. Типичные масс-пирограммы биотита (а), амфибола (б), стекловатого базальта (в)

I — относительная интенсивность газовыделения; 1 — вода, 2 — водород, 3 — углекислота, 4 — монооксид углерода

На масс-пирограммах могут быть отмечены интересные области газовыделения и в заданных температурных интервалах может быть произведен подсчет содержания выделенных компонент.

Установка была откалибрована с использованием в качестве стандарта пробы кварца, многократно измеренной другими, отличными от декрепитации и масс-спектрометрии методами [10]. Результаты измерения состава газов этой пробы представлены в табл. 1. Следует отметить, что наблюдаемый разброс по абсолютному содержанию различных газов связан с различным, как следует из масс-пирограмм, характером газовыделения, обусловленным неомогенностью пробы.

Предварительная подготовка образцов заключается в отборе под биноклем обломков минеральных зерен требуемого размера (1–2 мм) или подготовки мономинеральной фракции размером 0,25–0,5 мм, промывки проб и кварцевых пробирок в дистиллированной воде в ультразвуковой ванне и предварительном прогреве в вакууме отобранной серии образцов при 150–200°C в течение 24 ч после загрузки для удаления сорбированных на поверхностях пробы летучих и органических загрязнений.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования явились архейские гнейсы беломорской серии в зоне их контакта с интрузией Озерная Варака. Интрузия Озерная Варака, сложенная ультраосновными щелочными породами, является одним из массивов каледонского комплекса магматических пород (Рис. 5).

Исследуемые породы беломорской серии представлены средне- и мелкозернистыми биотит-плагиоклазовыми гнейсами. В подчиненном количестве встречаются и биотит-амфиболовые гнейсы.

Гнейсы беломорской серии в исследуемом районе представляют собой полиметаморфический комплекс. Породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, претерпели повторный метаморфизм также в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Зона контактов является примером проявления фенинизации, соизмеримой по мощности с размерами интрузии. Это позволяет изучать подвижность изотопов в терминах диффузии на удалении от контакта и химической перекристаллизации (метасоматоза), начиная с 500 м от контакта. Следует отметить неравномерность ширины контактового ореола на различных склонах массива — наибольшей на южном склоне, наименьшей на северном. Это объясняется текстурными особенностями пород, малой проницаемостью амфиболита по отношению к метаморфизующим растворам, мелкомасштабным проявлением дифференциальных движений и т.д.

Значения К-Аг возраста минералов закономерно увеличиваются по мере удаления от контакта (рис. 6, табл. 2, 3) и остаются омоложенными для петрологически неизменных гнейсов, а также дискордатными для раз-

Таблица 2
Значения К-Аг возраста биотитов

№ пробы по геологической карте	№ образца*	К, %	⁴⁰ Аг, см ³ /г	Возраст, млн лет
Биотит				
	Интрузия	6,65	1,11 · 10 ⁻⁴	398
13	220	7,47	1,31 · 10 ⁻⁴	418
6	370	8,12	2,83 · 10 ⁻⁴	758
14	525	7,60	5,77 · 10 ⁻⁴	1380
15	675	7,40	6,60 · 10 ⁻⁴	1550
50	820	8,22	7,82 · 10 ⁻⁴	1615
52	1060	7,55	7,70 · 10 ⁻⁵	1695
126	1120	7,78	8,15 · 10 ⁻⁴	1725
128	1325	8,00	8,80 · 10 ⁻⁴	1780
Амфибол				
16	250	0,59	6,34 · 10 ⁻⁵	1745
191	1050	0,59	7,40 · 10 ⁻⁵	1920

* Здесь и в табл. 3 — номер образца соответствует расстоянию от контакта в метрах.

Примечание. Ошибка в определении возраста 5%; $\lambda_K = 5,50 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$; $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$.

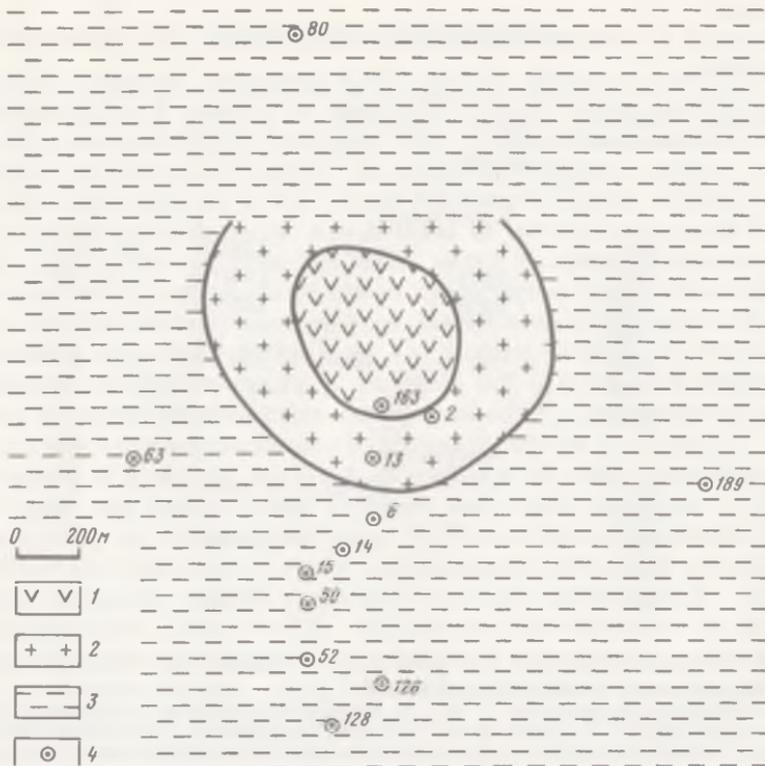


Рис. 5. Схема геологического строения района интрузии Озерная Варка
 1 – породы интрузии; 2 – фениты; 3 – гнейсы; 4 – точки отбора проб

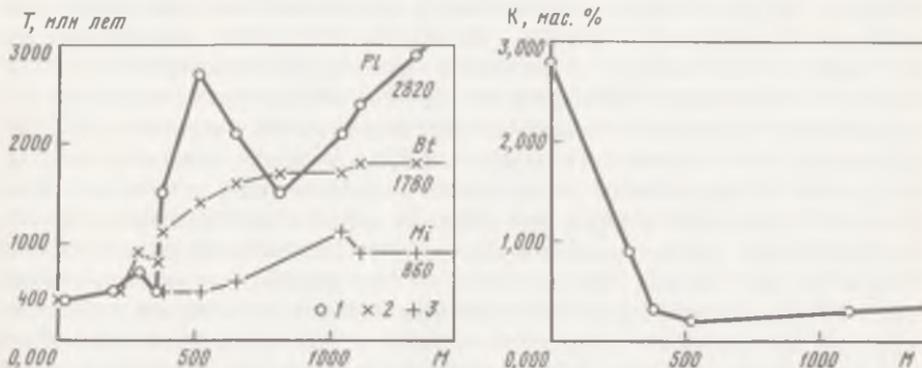


Рис. 6. Зависимость кажущихся калий-аргоновых возрастов минералов от расстояния до контакта с интрузией

1 – плагиоклаз; 2 – биотит; 3 – микроклин

Рис. 7. Зависимость количества калия в плагиоклазах на разных расстояниях от контакта

Таблица 3

Значения К-Аг возраста плагиоклазов и микроклинов зоны контактового метаморфизма

№ образца	Возраст, млн лет	Возраст (К)*, млн лет	E_1 , $\frac{\text{кал}}{\text{моль}}$	E_2 , $\frac{\text{кал}}{\text{моль}}$	C_2 , сек ⁻¹	⁴⁰ Аг**
Плагиоклаз						
20	340	—	—	126000	$7,9 \cdot 10^{15}$	34
220	480	1045	—	143000	$3,16 \cdot 10^{18}$	60
370	1100	2000	—	128000	—	37
525	2630	—	—	—	—	—
670	2020	—	44000	200000	$1,59 \cdot 10^{26}$	40
1120	2330	—	—	—	—	—
1325	2800	—	—	200000	—	47
Микроклин						
370	472	—	51000	170000	—	—
525	495	—	—	—	—	—
670	554	—	44000	169000	—	—
1120	860	—	—	—	—	—
1325	857	—	—	126000	—	—

E_1 — низкоэнергетическое состояние; E_2 — высокоэнергетическое состояние

* С исправлением на привнесенный калий

** Приведенное количество ⁴⁰Аг в низкоэнергетическом состоянии оценено приблизительно и максимально, так как учитывается вся область выделения (фактически несколько различных состояний) до последнего пика. Кроме того, опыт не доведен до конца ввиду высоких температур выделения.

личных минералов. Время проявления первого регионального метаморфизма беломорских гнейсов оценивается в 2700–2800 млн лет по данным Rb-Sr метода по породе в целом [19] и U-Pb метода по цирконам [20]. Вариации возраста внутри контактового ореола вызваны процессами становления интрузии. Возраст щелочной интрузии оценивается в 400 млн лет по биотиту из интрузии и биотиту вблизи контакта и согласуется со значениями К-Аг возраста других минералов из массивов каледонского комплекса ультраосновных и щелочных интрузий [18]. Существенно, что изменение кажущегося К-Аг возраста плагиоклаза в зависимости от расстояния до контакта незакономерно, что может быть связано с различной потерей или захватом аргона в докаледонское время. Интерпретация данных усложняется тем, что омоложение происходит не только за счет потери аргона, но и за счет привноса в минерал калия (рис. 7). Содержание калия в плагиоклазе является чувствительным индикатором наложенного процесса, в данном случае процесса альбитизации под действием растворов, поступающих из интрузии или мобилизованных магматической деятельностью из вмещающих пород.

С целью изучения поведения К-Аг системы биотитов плагиоклазов и микроклинов был определен их кажущийся возраст на разном удалении от контакта с интрузией (см. табл. 2, 3, рис. 6). Анализы флюидных компонент были получены для этих же минералов по породам в целом. Главные компоненты выделенных газов — вода, углекислота, метан, окись углерода. Состав такого флюида удобно представить на тройной диаграмме Н—О—С (рис. 8). При смене фаз интрузии имела место эволюция флюидного режима. Пироксениты первой фазы имеют существенно более углекислотный флюид, чем уртиты завершающей фазы. Пироксены из пироксенитов содержат наиболее восстановленные газы (со значительной долей метана) при наименьшей газонасыщенности — не более 0,2–0,3 см³/г. Канкренины и нефелин поздней фазы содержат окисленные водно-углекислотные флюидные включения при весьма высокой газонасыщенности 5–15 см³/г.

Флюидное воздействие интрузии на вмещающие гнейсы наиболее отчетливо видно при рассмотрении главных компонент флюидов — воды и углекислоты и их соотношений (рис. 9). Рассмотрение поведения различных компонент флюида показывает, что минералы становятся все менее газонасыщенными по каждой компоненте по мере приближения к границе зоны фенитизации (рис. 10–13); внутри зоны фенитизации они захватывают дополнительные количества флюидных компонент — углекислоту, метан, в меньшей степени — воду. Весьма высокие количества углекислоты были измерены при анализах плагиоклазов из зоны фенитизации, однако, как следует из масс-пирограмм, большая часть углекислоты образуется за счет декомпозиции микровключений карбонатов в плагиоклазах (отчетливый пик декарбонатизации с максимумом при температуре 750–800°С). Преимущественный захват углекислоты в плагиоклазы и образование карбоната проявляется в несколько отличном от других минералов поведении плагиоклаза даже вне зоны фенитизации (см. рис. 9).

Рассмотрение величины отношения воды к углекислоте показывает, что для микроклина и биотита оно увеличивается, а у плагиоклаза — уменьшается по мере приближения к границе фенитизации (400–500 м). Внутри зоны фенитизации микроклин неустойчив, а у биотита и плагиоклаза это отношение быстро падает. Учитывая постепенное уменьшение абсолютных количеств каждой компоненты флюидов вне зоны фенитизации, вариации отношений Н₂О/СО₂ следует приписать температурному воздействию интрузии и вариациям в кинетических параметрах дегазации Н₂О и СО₂ из разных минералов (*Bt*, *Pl*, *Mi*). Количественная оценка характера изменения абсолютных количеств Н₂О и СО₂ по мере приближения к контакту позволяет расположить минералы в ряд в порядке уменьшения величины энергии активации выделения летучих компонент: *Bt*, *Mi*, *Pl*.

Результаты, полученные по породе в целом, не отражают эволюционных закономерностей, поскольку изменение в них содержания воды и углекислоты является функцией относительного количества биотита (главная водосодержащая фаза) и карбоната (носитель СО₂) в породе, что определяется текстурными и структурными особенностями пород в разных точках отробования.

Полученные результаты позволяют объяснить вариации возраста и флюидного компонента в зоне контакта, исходя из эволюции флюидного

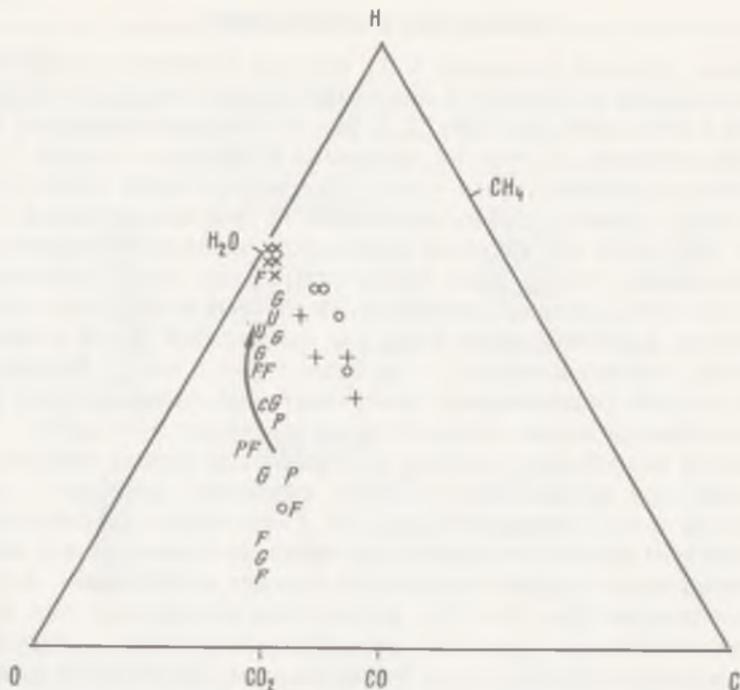


Рис. 8. Тройная Н-О-С диаграмма для флюидных компонент, выделенных из образцов

Анализы по породе в целом: *P* – пироксениты; *б* – гнейсы; *F* – фениты, минералы интрузии: *X* – пироксены; *C* – канкриниты; минералы гнейсов: *1* – плагиоклазы; *2* – биотиты; *3* – микроклины. Стрелкой показано изменение состава флюидов интрузии от ранних фаз к поздним

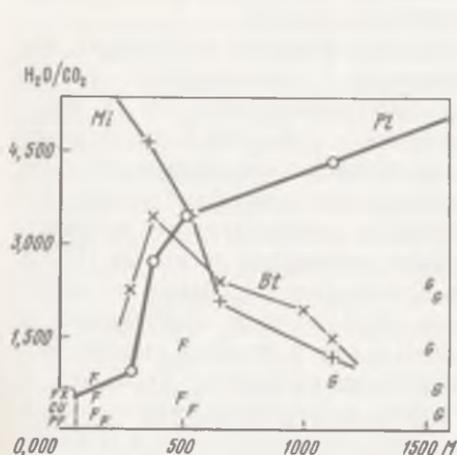


Рис. 9. Зависимость изменения отношения H_2O/CO_2 в минералах и породах на разных расстояниях от контакта

Условные обозначения см. на рис. 8

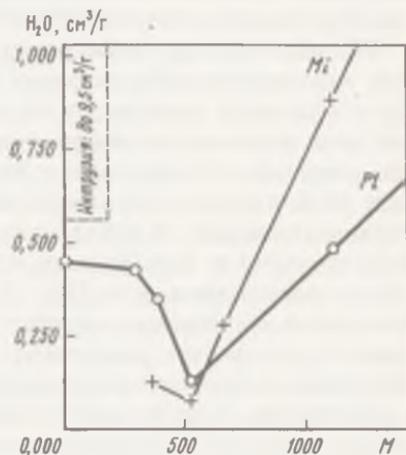


Рис. 10. Содержание воды в минералах на разных расстояниях от контакта

Условные обозначения см. на рис. 8

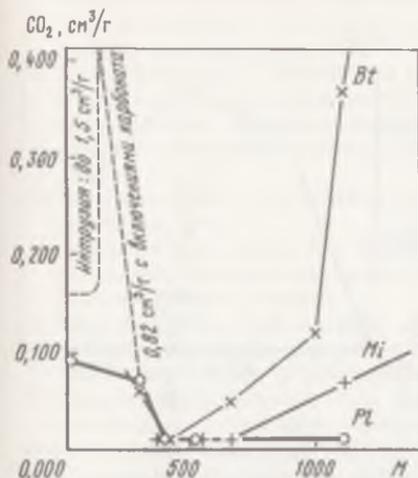


Рис. 11. Содержание углекислоты в минералах на разных расстояниях от контакта
Условные обозначения см. на рис. 8

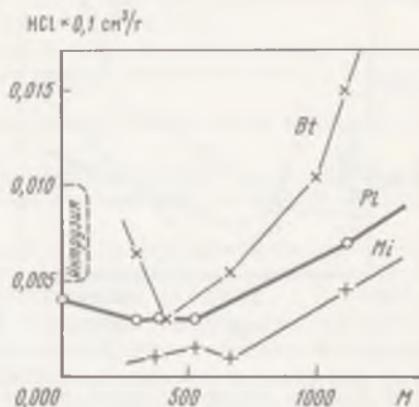


Рис. 12. Содержание HCl в минералах на разных расстояниях от контакта
Условные обозначения см. на рис. 8

режима самой интрузии. Ранняя фаза (пироксениты), самая высокотемпературная, вызвала прогрев вмещающих гнейсов, и, как следствие, по мере приближения к контакту наблюдается увеличение степени потерь флюидных компонент минералами. Флюидное воздействие первой фазы было незначительным, что подтверждается малой газонасыщенностью минералов пироксенитов. Поздние фазы интрузии характеризуются высокой газонасыщенностью, обилием существенно углекислотного флюида. Флюидное воздействие на вмещающие породы было значительным, что наиболее отчетливо проявилось в формировании мощной зоны фенитизации с захватом в минералы фенитов дополнительных количеств флюидных компонент, и прежде всего углекислоты. Следы флюидного воздействия первой фазы интрузии, характеризующейся относительно более восстановленными флюидами со значительной долей метана, можно обнаружить непосредственно у границы зоны фенитизации, там, где флюидное воздействие поздних фаз не сказалось. Действительно, у границы зоны фенитизации проходит восстановленный флюидный фронт, что иллюстрируется графиком зависимости коэффициента восстановленности флюидной системы $K [R]$ от расстояния до контакта (рис. 14). Существование восстановленного фронта подтверждается и изменением отношения H_2/H_2O в газах, полученных в опытах по дегидратации биотитов. Водород генерируется в процессе дегидратации в результате реакции окисления Fe^{2+} водой; таким образом, величина H_2/H_2O отражает степень окисления железа в исследуемом биотите. На рис. 15 видно, что это отношение максимально вблизи границы зоны фенитизации.

Это заключение подтверждается и ранее опубликованными данными по кинетике выделения радиогенного аргона, воды и водорода из биотитов зоны контактового метаморфизма. В работе [21] отмечалось, что потеря

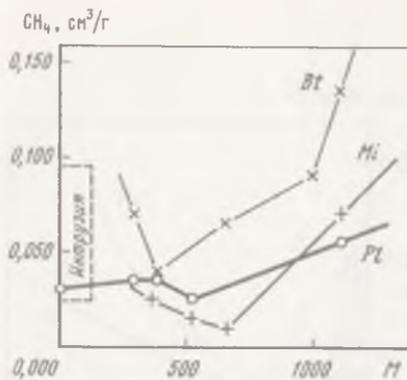


Рис. 13

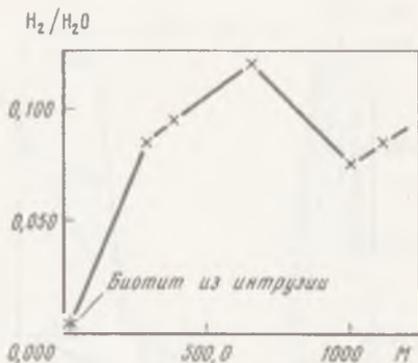


Рис. 14

Рис. 13. Содержание метана в минералах на разных расстояниях от контакта

Условные обозначения см. на рис.8

Рис. 14. Зависимость коэффициента восстановленности газов, выделенных из минералов от расстояния от контакта с интрузией, где $K[R] = (H_2 + CH_4 + CO) / (\text{сумма всех компонент})$

Условные обозначения см. на рис.8

Рис. 15. Отношения H_2/H_2O в опытах по дегидратации биотитов

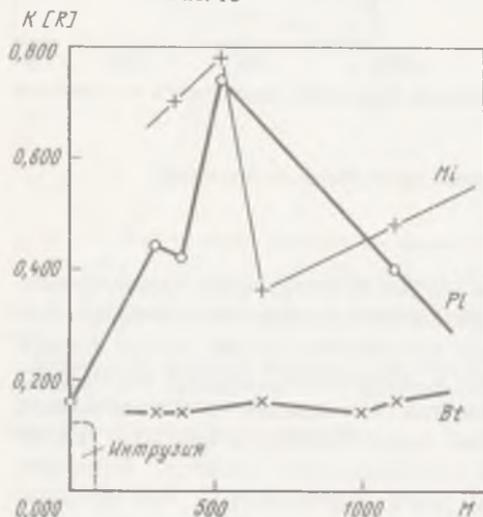


Рис. 15

радиоогенного аргона вне зоны фенигизации сопровождалась частичной дегидроксилацией в условиях повышенного парциального давления водорода.

Таким образом, полученные данные позволяют предполагать, что поведение химически активных компонентов флюида в некоторых случаях аналогично поведению радиоогенного аргона в минералах. Более того, изучение эволюции флюидных систем при различных геологических процессах позволит, вероятно, уточнить условия миграции радиоогенных и радиоактивных изотопов, что поможет в интерпретации геохронологических данных при датировании полиметаморфических комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герлинг Э.К., Левский Л.К., Морозова И.М. О диффузии радиоогенного аргона из минералов // Геохимия. 1963. № 8.
2. Когарко Л.Н., Костольяни Ч., Рябчиков И.Д. Геохимия восстановленного флюида щелочных магм // Там же. 1986. № 12.

3. Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии / А.А. Кухаренко, М.П. Орлова, Э.А. Багдасаров и др. М.: Недра, 1965.
4. Меленевский В.Н., Морозова И.М., Юргина Е.К. О миграции радиогенного аргона и процессах дегидроксиляции биотитов // Геохимия. 1978. № 11.
5. Миронова О.Ф., Савельева Н.И., Икорский С.В. и др. Сопоставление результатов валового флюидного анализа при различных методах извлечения газов // Там же. 1985. № 1.
6. Морозова И.М., Ашкинадзе Г.Ш. Миграция атомов редких газов в минералах. Л.: Наука, 1971.
7. Морозова И.М., Котов Н.В. Концепция "пороговых температур" и роль флюидного режима при миграции аргона // Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986.
8. Морозова И.М., Горохов И.М., Варшавская Э.С. и др. Применение метода термодиффузионной эмиссии для измерения изотопного состава стронция на примере гнейсов беломорской серии (Кольский полуостров) // Геохимия. 1976. № 1.
9. Павлунь Н.Н., Костенко А.И., Костин В.А. О факторах, влияющих на результаты валового масс-спектрометрического анализа газовой фазы флюидных включений в минералах // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 5.
10. Тугаринов А.И., Бибикина Е.В. Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980.
11. Barker C., Robinson S.J. Thermal release of water from natural quartz // Amer. Miner. 1984. Vol. 69. P. 1968-1081.
12. Byers C.D., Garcia M.O., Muenow D.W. Volatiles from East-Pacific Rise at 21 N: implications for MORB sources and submarine lava flow morphology // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 79. P. 9-20.
13. Chataing G., Vergnaud J.H. Effect of heating rate on the separation of various phenomena in the DSC technique // Thermochim. acta. 1985. Vol. 94. P. 379-386.
14. Delaney J.R., Muenow D.W., Graham D.C. Abundance and distribution of water and sulfur in the glassy rims of submarine pillow basalts // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42. P. 581-594.
15. Everett K., Gibson Jr. Thermal analysis-inorganic gas release studies of lunar samples // Proc. Lunar Sci. Conf. 1971. Vol. 2. P. 1351-1359.
16. Garcia M.O., Lui N.W.K., Muenow D.W. Volatiles in submarine volcanic rocks from the Mariana Island arc and through // Geochim. et cosmochim. acta. 1979. Vol. 43. P. 305-312.
17. Gilotti B.J. Studies in diffusion. I. Argon in phlogopite mica // Geochemical transport and kinetics. Wash. (D.C.): Carnegie Inst. Publ. 634. 1974. P. 107-112.
18. Hart S.R. The petrology and isotopic-mineral age relations of contact zone in the front range, Colorado // J. Geol. 1964. Vol. 72. P. 493-511.
19. Kazahaya K., Matsuo S. A new ball-milling method for extractions of fluid inclusions from minerals // Geochem. J. 1985. Vol. 19. P. 45-54.
20. Killingley J.S., Muenow D.W. Volatiles from Hawaiian submarine basalts determined by dynamic high temperature mass-spectrometry // Geochim. et cosmochim. acta. 1975. Vol. 39. P. 1467-1473.
21. Norwood C.B. Radiogenic argon diffusion in the biotite micas: M. Sc. thes. Providence, 1974. 117 p.

**МЕТОД АНАЛИЗА СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ
ДЛЯ УЛЬТРАМАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ CO_2
И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ
К ИЗЛУЧЕНИЮ МИКРОМАСШТАБНОЙ ИЗОТОПНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ
В КРИСТАЛЛАХ КАЛЬЦИТА И ГРАФИТА
В МРАМОРЕ**

За последние годы масс-спектрометрия, первоначально разработанная Ниром и Маккинни, доработана для измерения стабильных изотопов с высокой точностью и высоким разрешением. Установка тройного коллектора на масс-спектрометре делает возможным одновременное измерение изотопного состава углерода и кислорода в образце CO_2 . В процессе анализа изотопного состава газа мы с высокой точностью измеряли изотопные отношения относительно стандарта, прокалиброванного по международному стандарту (например, NBS = 20 для кальцита [2]; NBS = 21 для графита [6]). В тех случаях, когда мы можем определять изотопный состав малых количеств образца, каждый порядка 0,1 мкмоль, цели нашего исследования расширяются, и мы можем обсуждать поведение изотопов во многих геохимических процессах с большой детальностью.

Настоящая статья описывает некоторые усовершенствования и модификации определения малых количеств с достаточной точностью и легкостью подготовки CO_2 и результаты по микромасштабной зональности в кристаллах кальцита и графита метаморфизованных мраморов. Несомненно, что развитие лазерного метода и ионно-ионного микроанализа в последнее время [3, 4] могли бы быть сильнейшим инструментом определения изотопного состава в ультрамалых количествах образца, однако их точность еще недостаточна, не больше чем точность общепринятого масс-спектрометра.

**НАПУСКНАЯ СИСТЕМА
ДЛЯ АНАЛИЗА МАЛЫХ КОЛИЧЕСТВ ОБРАЗЦА**

Для малых количеств образцов CO_2 мы использовали напускную систему, представленную на рис. 1. Резервуар для образца в приборе может изменяться от 80 до 0,01 см³ поднятием и опусканием ртутного столба. Проба газа собирается в резервуар для образцов из реакционной камеры или приготовленной отдельно ампулы замораживанием двуокиси углерода жидким азотом в пальце-ловушке, расположенном в верхней части резервуара для образца. Таким образом, заполняется только полезный объем. Кроме того, количество газа в образце может быть рассчитано из его объема и давления газа, измеренного по некоторой разнице в высоте столбиков ртути в колонках А и Б на рис. 1. Мы можем управлять падением давления газа в ходе анализа.

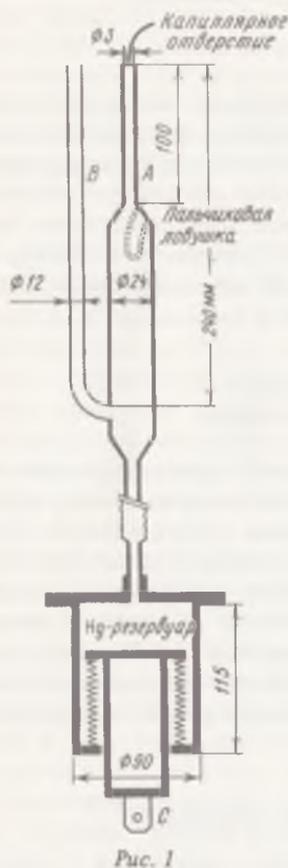


Рис. 1

Рис. 1. Объем для хранения ультрамалых количеств CO_2

Объем сделан из пирексового стекла. Ртутный насос с резервуарами для перекачивания газа выполнен из нержавеющей стали. Для соединения стекла и нержавеющей стали использована гибкая трубка с остекленными концами. Нагнетание и сканивание ртути осуществляется автоматически [13]

Рис. 2. Эффект разделения изотопов углерода и кислорода при натекании через капилляр

Условия анализа описаны в тексте. Изотопные отношения в образце не изменяются в процессе его натекания [12]

Рис. 3. Поправки на давление при изотопных анализах углерода и кислорода

Давление образца на 0,5 В ниже давления рабочего стандарта, $\delta^{18}\text{O}$ меньше примерно на 1 ‰ по отношению к значению $\delta^{18}\text{O}$ при разных давлениях. Этот эффект устраняется введением поправок +2,1 мВ к массе 45 и +5,0 мВ к массе 46. Вводя поправки -8,0 мВ к массе 44, -4,0 мВ к массе 45 и +9,0 мВ к массе 46, можно получить постоянные значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ при разнице в напуске образца и стандарта в 0,5 В по массе 45 [12]

$\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ к PDB, ‰

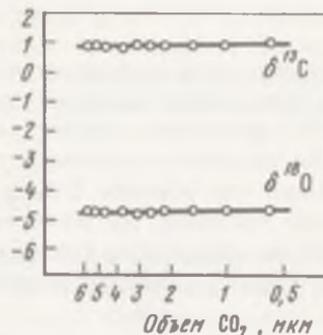
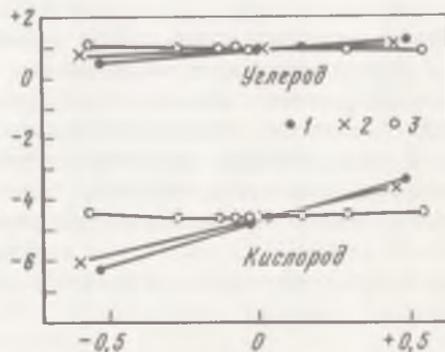


Рис. 2

$\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ к PDB, ‰



Разница вклада массы - 45 между образцом и стандартом, В

Рис. 3

**ПРОХОЖДЕНИЕ ГАЗОВОГО ПОТОКА ЧЕРЕЗ КАПИЛЛЯР
И УРОВЕНЬ ШУМА
В ХОДЕ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА**

Выход ионов зависит от количества газа, проходящего через капилляр при определенной эмиссии катода. Величина газового потока может определять предельные количества образца, которые можно проанализировать. Чтобы получить проходящее стандартное отклонение изотопного анализа, меньшее чем обычное $0,02\%$, мы можем выбрать соответствующее выходное усиление. На масс-спектрометре MAT-250 университета Шизуока получены следующие условия: общая эмиссия 1,0 мА; количество газового потока 9,22 мкл/ч; давление газа 60 мм рт.ст.

**ИЗОТОПНОЕ ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ
В ПРОЦЕССЕ КАПИЛЛЯРНОГО ТЕЧЕНИЯ**

Чтобы сохранить постоянным изотопный состав в резервуаре для образца при источнике через капилляр, необходимо исключить изотопное фракционирование, используя вязкостное натекание по капилляру с помощью создания определенного давления в газовом резервуаре. На рис. 2 представлены изотопные составы углерода и кислорода малых количеств проанализированного газа. При давлении в газовом резервуаре 60 мм рт.ст., выходном напряжении массы 45, 2,6 В и скорости газового потока 9,22 мкл/ч, как выяснилось, изменения изотопного состава углерода и кислорода в процессе истечения газа из резервуара незначительно.

ВЛИЯНИЕ ДАВЛЕНИЯ НА ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ

Измеряемые изотопные отношения (45/44) или (46/44) CO_2 закономерно зависят от давления газа. При определении изотопного состава углерода и кислорода в CO_2 при упомянутых в предыдущем разделе условиях измеряемые изотопные отношения будут меняться с понижением давления в газовом резервуаре. Обычно при измерении больших количеств газа это не является проблемой. При микромасштабных изотопных определениях значительная доля пробы газа будет попадать в ионный источник и давление в газовом объеме будет значительно уменьшаться. Когда мы не контролируем давление образца, то следует определять изотопные отношения, напуская газы и образца и стандарта в малые объемы. С другой стороны, мы можем уравнивать давление газа в объеме образца и стандарта, используя резервуар, изображенный на рис. 1. Однако сложно часто контролировать давление малых количеств газа на предмет его эквивалентности со стандартным газом в обычном резервуаре. При анализе малых количеств газа с большим количеством стандарта можно компенсировать эту разницу с помощью подачи дополнительного сигнала на пульт усилителей. На рис. 3 изображены значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ при давлениях более высоких и низких, чем таковые стандартного газа. Как видно из рисунка, когда поправки не введены, изотопные отношения С и О изменялись вблизи $1 - 4\%$ при различном изменении давления образца и стандарта. Когда

мы вводили поправки $-8,0$ мВ для массы 44; $-4,0$ мВ для массы 45; $+9,0$ мВ для массы 46, то получали постоянные $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ при различии в напусках в $0,5$ В по массе 45 между образцам и стандартом. При напуске по массе 44 газа рабочего стандарта $2,6$ В искажение измеренных значений с использованием поправок на нулевой уровень усилителя пренебрежимо мало.

ОЧИСТКА ГАЗА CO_2

Образцы кальцита и арагонита были разложены при взаимодействии с концентрированной фосфорной кислотой. Угlistый материал типа графита окисляли до CO_2 в кварцевых трубках Vусог с окислительным реагентом, описанным в [12]. Обычно CO_2 , полученное таким методом, очищалось удалением водяных паров на ловушке смеси сухого льда и спирта. В случае ультрамалых количеств появление воды может сказаться на интенсивности массы 45 при образовании HCO_3^- ионов в ионизационной камере масс-спектрометра. Поэтому необходимо полностью удалять водяной пар из образца двуокиси углерода, так же как и стандартного газа. Вместо использования смеси сухого льда и спирта в ловушке ($\approx 70^\circ\text{C}$) достаточно хорошо очищает образец льда от воды смесь пентана и жидкого азота ($\approx -130^\circ\text{C}$); как показано [5], N-пентановая смесь может разделить SO_2 и CO_2 . Можно очистить анализируемый газ при наличии в образце некоторых количеств SO_2 .

На рис. 4 изображена схема напускной системы к масс-спектрометру MAT-250 в Университете Шизуока. T_1 и T_2 — ловушки для очистки с помощью пентана, а ДТ (см. рис. 4) — электрозамораживающая ловушка с температурой около -100°C .

Образцы графита реагировали с V_2O_5 в кварцевых трубках Vусог при 1100°C в вакууме в течение 1 ч. Как правило, для получения CO_2 из графита или угlistого материала используется метод окисления атмосферным

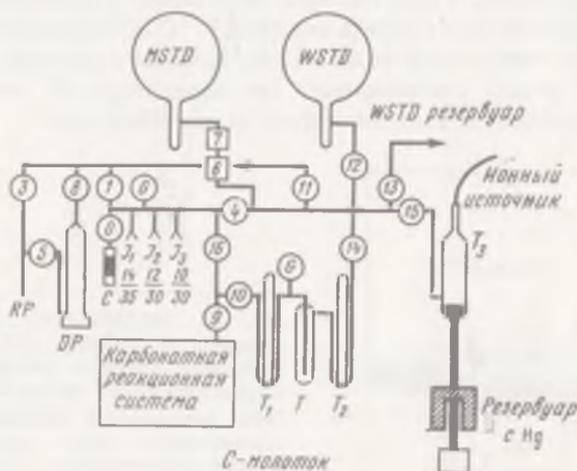


Рис. 4. Схема напускной системы к масс-спектрометру MAT-250, разработанной в университете Шизуока

T_1, T_2 — ловушки с *n*-пентаном; ДТ — ловушка с электроохлаждением для поддержания температуры -100°C ; RP — ротационный насос; DP — диффузионный насос

кислородом, описанный Крейгом [1]. При анализе газа, полученного таким методом, значительные количества CO_2 могли быть зарегистрированы как высокие фоновые концентрации. В случае малых количеств образца мы не могли пренебрегать такой холостой поправкой.

Альтернативный метод — сжигания в лодочке, метод перевода, первоначально разработан Штормером [8] и Софером [7]. Метод требует в качестве камеры кварцевую трубку Vусог и в качестве окислителя V_2O_5 . Последним, разлагаясь, выделяет достаточное количество кислорода для окисления образца графита до CO_2 без взаимодействия с кварцевой трубкой Vусог при $T = 1100^\circ\text{C}$. Для того чтобы исключить контаминацию, V_2O_5 был отожжен на атмосфере при 500°C . Кварцевая трубка Vусог выделяет фоновую CO_2 в процессе пробоподготовки, которую удаляют, предварительно обжигая трубку при 1100°C в течение 10 ч на атмосфере. Несмотря на эту процедуру, около 0,1 мкл обедненного ^{13}C CO_2 выделяется из ампулы и смешивается с образцом газа. Для того чтобы точность определения составила $\sim 0,1\%$, необходимо взять количество газа по крайней мере больше 10 мкл.

МИКРОМАСШТАБНАЯ ИЗОТОПНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В КРИСТАЛЛАХ КАЛЬЦИТА И ГРАФИТА В МРАМОРАХ

Химическая и изотопная зональность в минералах является четким индикатором неравновесности и важным ключом для понимания метаморфических процессов. В работе [10] Вада четко показал, что в кристаллах кальцита и графита из мраморов метаморфического пояса Хида центральной Японии имеется изотопная зональность.

Было выполнено три пересечения через кальцит—графит—кальцит в граничащих зернах (рис. 5) для исследования изотопного состава углерода и кислорода (рис. 6). В кальците по всем трем пересечениям значения $\delta^{13}\text{C}$ постоянно около 3% , которое постепенно понижается до 2% у контакта с графитом. Для графита значения $\delta^{13}\text{C}$ по-видимому, постоянны, за исключением очень узкой зоны по обе стороны кристалла графита, где значения $\delta^{13}\text{C}$ резко уменьшаются. На пересечении B' значения $\delta^{13}\text{C}$ графита соответствуют центральной части пересечений A — B .



Рис. 5. Расположение микропроб кальцита и графита, отобранных из мраморов районов распространения метаморфических пород Вада гава и Хида центральной Японии. Графит-кальцитовые пары исследовались в трех пересечениях A , B и B' графитового зерна, отороченного кальцитом. Размеры кристалла графита около 3 мм в длину и 0,2 мм толщиной

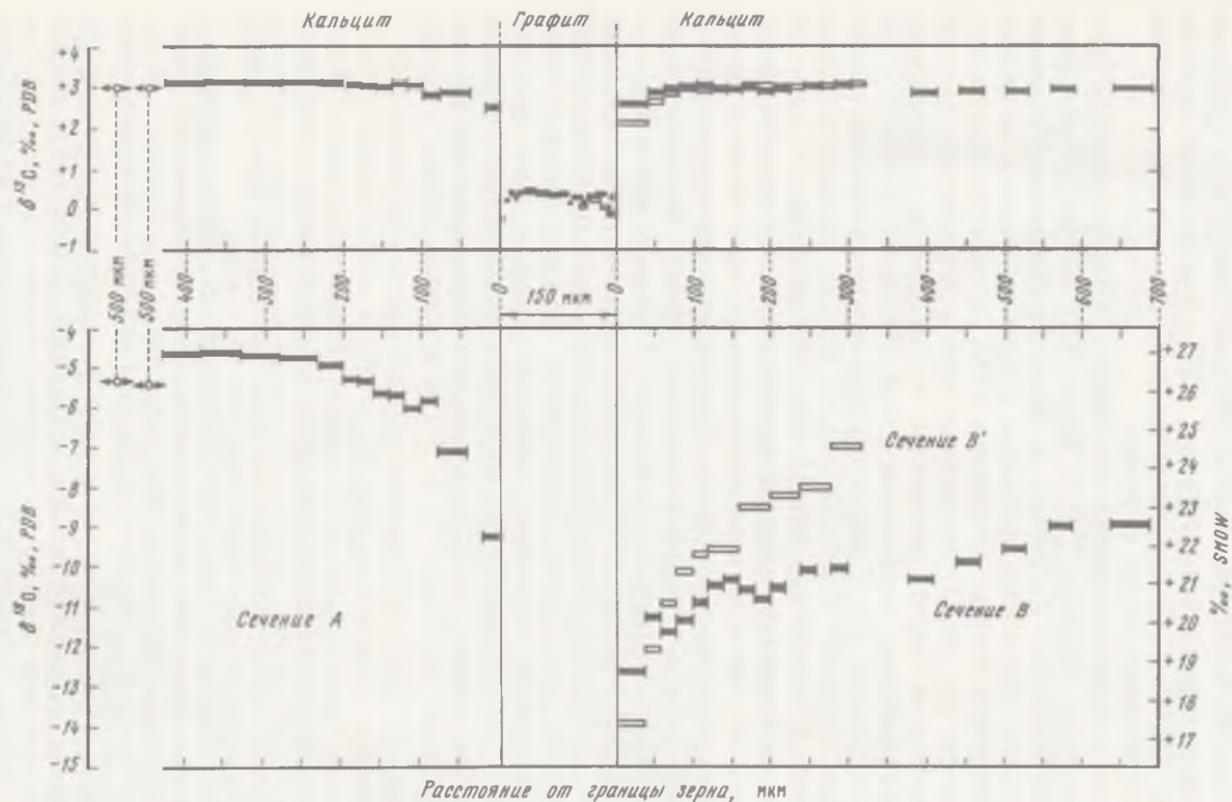


Рис. 6. Результаты изотопного анализа кристаллов кальцита и графита в пересечениях А, В и В'

Результаты для центральной части в пересечении А дополнительно показаны звездочками. Точки отбора проб показаны на рис. 5. Значения $\delta^{13}\text{C}$ для графита А-В показаны на рис. 1 черными прямоугольниками, значения $\delta^{13}\text{C}$ для графита в контакте с кальцитом в профиле В' показаны незалитыми прямоугольниками на рис. 5

Поведение изотопов кислорода резко отличается от поведения изотопов углерода; значение $\delta^{18}\text{O}$ в ядре кристалла кальцита постоянно и равно $-4,7\text{‰}$. По направлению к границе зерна оно постепенно уменьшается примерно на 4‰ . На рис. 6 показаны два значения $\delta^{18}\text{O}$ ($-5,4$ и $-5,3\text{‰}$) в кальците, взятые на интервале около 500 мкм в центре ядра кристалла, что значительно ниже среднего значения $-4,7\text{‰}$ на пересечении *A*. На пересечении *B* значение $\delta^{18}\text{O}$ увеличивается от $-12,7$ до $-9,0\text{‰}$ с незначительными колебаниями от ядра к границе.

Поскольку в мраморе присутствуют только следовые количества силикатных минералов, обеднение ^{18}O не может быть связано с декарбонизацией и дегидратацией. Тенденцию к сильному обеднению ^{18}O можно объяснить только обменными реакциями с инфильтрующимся раствором, характеризующимся низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$. На пересечениях кальцит-графит-кальцит (см. рис. 5) направление спайности кристаллов кальцита по обе стороны от графита различается. На пересечении *A* наблюдается спайность по ромбоздру, параллельная узкой поверхности контакта с графитом. На пересечении *B* и *B'* линия спайности кристалла кальцита наклонно проникает за границу кристалла графита. Контакт кальцита и графита на пересечении *B'* четкий как лезвие ножа, а на пересечении *B* — нечеткий, так как мелкие кристаллы графита проникают в кристалл кальцита. Наиболее вероятно, что такой тип поверхности контакта зерен является проводящим для метаморфического флюида. Неравномерность кальцит-графитовых границ и существование микровключений графита, по-видимому, определяют частичную неоднородность величин $\delta^{18}\text{O}$ на пересечении *B*.

Различия между значениями $\delta^{18}\text{O}$ по обеим сторонам кристалла кальцита на контакте с графитом (пересечение *A*) могут быть вызваны разницей в проницаемости двух границ. Гомогенность ядер кристаллов кальцита фиксирует достижение изотопного равновесия углерода, а тот факт, что величина $\delta^{13}\text{C}$ как в кальците, так и в графите уменьшается по направлению к границе, связан с относительным обеднением метаморфического флюида тяжелыми изотопами ^{13}C и ^{18}O на последних стадиях процесса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Craig H. The geochemistry of the stable carbon isotopes // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1953. Vol. 3. P. 53–92.
2. Craig H. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide // *Ibid.* 1957. Vol. 7. 133 p.
3. Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S. et al. Shrimp ion microprobe determination of sulfur isotopic ratios in some sediment hosted massive sulfide ores: variability in their timing and formation // *Terra cognita*. 1986. Vol. 6. P. 134.
4. Jones L.M., Taylor A.R., Winter D.L. et al. The use of laser preparation in stable isotope mass spectrometry // *Ibid.* P. 263.
5. Mizutani Y., Oana S. Separation of CO_2 from SO_2 with frozen n-pentane as a technique for the precision analysis of ^{18}O in sulfates // *Mass Spectrosc.* 1973. Vol. 21. P. 255–258.
6. Schoell M., Feber E. Carbon and hydrogen isotopic compositions of the NBS 22 and NBS 21 stable isotope reference materials: An interlaboratory comparison // *Org. Geochem.* 1983. Vol. 5. P. 3–6.
7. Sofer Z. Preparation of carbon dioxide for stable carbon isotope analysis of petroleum fractions // *Anal. Chem.* 1980. Vol. 52. P. 1389–1391.
8. Steurmer D.H., Peters K.E., Kaplan I.R. Source indicators of humic substances and

- proto-kerogen. Stable isotope ratios, elemental compositions and electron spin resonance spectra // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1978. Vol. 42. P. 989–997.
9. *Valley J.W.* Stable isotopes in high temperature geological process // *Reviews in mineralogy* / Ed. J.W. Valley et al. Wash. (D.C.): Carnegi Inst., 1986. P. 445–490.
10. *Wada H.* Micro-scale isotopic zoning in calcite and graphite in marble // *Nature*. 1987. Vol. 331. P. 61–63.
11. *Wada H., Fujii N., Niitsuma N.* Analytical method of stable isotope for ultra-small amounts of carbon dioxide with MAT-250 mass-spectrometer // *Geosci. Shizuoka Univ.* 1984. Vol. 10. P. 103–112.
12. *Wada H., Ito R., Akiyama F.* Preparation and measurement of carbon dioxide for stable isotope analysis of small-amount of graphite // *Ibid.* P. 133–141.
13. *Wada H., Niitsuma N., Saito T.* Carbon and oxygen isotopic measurements of ultra-small samples // *Ibid.* 1982. Vol. 7. P. 35–50.

УДК 550.93:621.039.86.375.826

М.И. Карпенко, В.В. Иваненко

ЛАЗЕРНЫЙ ВАРИАНТ МЕТОДА $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ И ЕГО НОВЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ

Датирование мелкокристаллических образцов, отдельных зон и фаз минералов, изучение состава включений и пространственного распределения изотопных отношений непосредственно в аншлифе требуют применения локальных методов анализа. В изотопных исследованиях благородных газов таким методом является предложенный лазерный вариант $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ [11]. Главным отличием от традиционного метода ступенчатого нагрева является использование в качестве экстрактора газов энергии лазерного излучения. Очевидные преимущества лазерного варианта метода $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ все больше привлекают к нему внимание геохронологов и геохимиков [5–16].

В лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР применение лазерного метода начато в 1985 г. [3]. Был использован импульсный лазер на Nd^{3+} стекле, работающий в режиме свободной генерации. Полная стерильность, высокая локальность и кратковременность лазерного импульса позволили снизить необходимое для анализа количество вещества до $\sim 10^{-4}$ г.

Однако наряду с преимуществами перед традиционным методом $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ лазерный вариант как метод общего плавления не дает информации о нарушении калий-аргоновой системы образца. Попыткой обойти этот недостаток была предложенная Х.В. Мюллером с сотр. [12] методика лазерного зондирования с предварительным прогревом образца. Основой ее служит предположение о том, что при прогреве аргон теряется только из нарушенных участков, которые уже частично потеряли его в течение геологической жизни минерала. В ненарушенных участках отношение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ при этом, как предполагается, не должно измениться, так как в природе эти участки не теряли радиогенный аргон, а при лабораторном

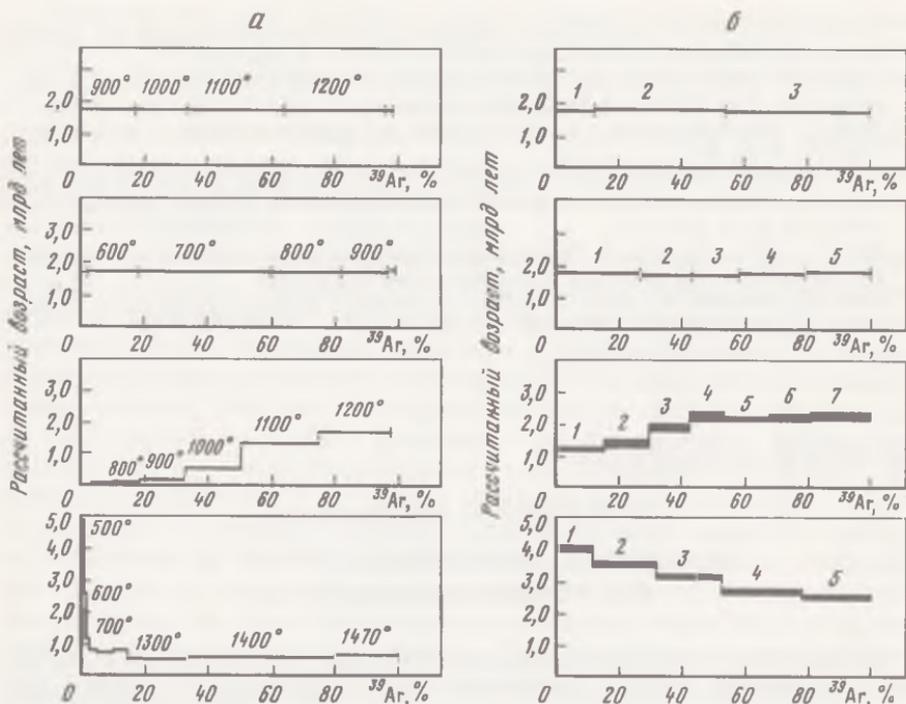


Рис. 1. Сравнение возрастных спектров $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, полученных традиционным (а) и лазерным (б) методами

1 — мусковит Черная Салма; 2 — биотит Черная Салма; 3 — омоложенный микроклин Черная Салма; 4 — нефелин 399/3 (с избыточным аргоном)

прогреве, который делается после облучения образца быстрыми нейтронами, ^{40}Ar и ^{39}Ar должны диффундировать одновременно, и это не повлияет на их отношение. В данном случае возраст, рассчитанный по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, измеренному после лабораторных прогревов, будет, согласно исходному предположению, истинным.

Однако в действительности характер миграции аргона при прогреве минерала отличается от этой модели: аргон не только теряется из нарушенных участков, но и частично скапливается в дефектах — ловушках кристалла [4]. Прогрев, таким образом, не устраняет нарушения изотопной системы минерала, а, наоборот, может лишь увеличить ее. Поэтому определение возраста по предварительно прогретому образцу не гарантирует истинности датировки (см., например, [4, с. 122, рис. 2, а, б., 3, а, б.], где рассчитанные по высокотемпературным ступеням возрасты получились даже выше возрастов исходных непрогретых минералов). Кроме того, в лазерной методике с предварительным прогревом зондируются каждый раз после очередного прогрева новые участки образца, т.е. фактически исследуется все время обедненный аргоном слой, что может привести к равенству отношений $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ при последовательных зондированиях даже для образцов с нарушенной изотопной системой. Из этого следует, что методике зондирования с предварительным прогревом образца присуща ненадежность.

Таблица 1

Сравнение результатов ступенчатого выделения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ традиционным [1] и лазерным [2] методами

Минерал	Ступенчатый нагрев		Лазерный вариант	
	T, °C	Рассчитанный возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)	№ зондирования	Рассчитанный возраст, млн лет ($\pm 1\sigma$)
Мусковит Черная Салма – геохронометрический стандарт; паспортный возраст 1790 \pm 20 млн лет	900	1791 \pm 6	1	1782 \pm 35
	1000	1790 \pm 10	2	1800 \pm 30
	1100	1788 \pm 6	3	1782 \pm 30
	1200	1791 \pm 6		
				1790 \pm 10*
Биотит Черная Салма – ненарушенный образец, 1740 \pm 20 млн лет	500	1670 \pm 25	1	1730 \pm 15
	600	1735 \pm 15	2	1715 \pm 15
	700	1740 \pm 15	3	1725 \pm 25
	800	1740 \pm 15	4	1725 \pm 15
	900	1740 \pm 15	5	1725 \pm 15
	1100	1805 \pm 125		
			1740 \pm 20*	1725 \pm 15*
Микроклин Черная Салма, искусственно омоложенный на ~50%; возраст исходного неомоложенного образца 1525 \pm 20 млн лет	500	–	1	1255 \pm 20
	600	–	2	1450 \pm 100
	700	26 \pm 13	3	1900 \pm 100
	800	66 \pm 10	4	2220 \pm 125
	900	166 \pm 10	5	2150 \pm 45
	1000	560 \pm 10	6	2265 \pm 80
	1100	1360 \pm 20	7	2315 \pm 30
	1200	1680 \pm 20		
	1500	1630 \pm 40		
Нефелин, (399/3), содержащий избыточный аргон	500	4850 \pm 60	1	4095 \pm 60
	600	2600 \pm 50	2	3630 \pm 35
	700	1120 \pm 25	3	3230 \pm 55
	800	750 \pm 20	4	2755 \pm 85
	900	690 \pm 20	5	2605 \pm 50
	1000	710 \pm 20		
	1100	780 \pm 15		
	1200	440 \pm 15		
	1300	520 \pm 15		
	1400	620 \pm 15		
	1470 \pm 1525	630 \pm 15		
	700			

*Средневзвешенная величина.

Примечание. В результаты измерений вводились поправки на холостые опыты и распад ^{39}Ar . Указанная погрешность соответствует 1σ воспроизводимости измерений. Энергия лазерного импульса ~0,5 Дж, длительность ~150 мкс; из биотита газ отбирался 10 импульсами, из остальных минералов – 100 импульсами. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_{\beta^-} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ л}^{-1}$; $\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ л}^{-1}$; $^{40}\text{K}/\text{K} = 0,01167 \text{ ат.}\%$.

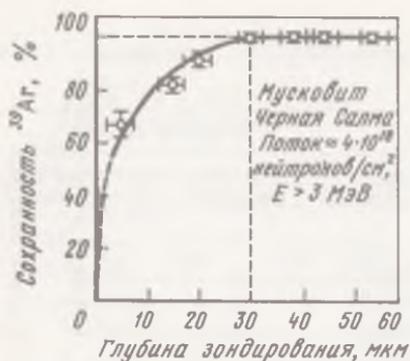


Рис. 2. Зависимость сохранности ^{39}Ar от глубины зондирования для мусковита Черная Салма

Появились также работы, где лазер используется просто в качестве нагревателя вместо высокочастотной печи или электропечи для ступенчатого выделения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [5, 16]. При этом получаются возрастные спектры, практически такие же, как при традиционном ступенчатом выделении. Однако при такой методике в значительной мере утрачивается локальность исследования, так как прогревается весь образец.

Таким образом, известные из литературы попытки сохранить в лазерном варианте преимущество метода ступенчатого выделения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ — возможность судить о нарушенности К-Аг системы образца — не решают этой задачи.

Нами разработана и опробована новая методика лазерного локального обнаружения нарушенности калий-аргоновой системы минерала [2]. Используются свойства самого лазерного луча: в режиме свободной генерации при взаимодействии с минералами-диэлектриками образованию повреждений, как известно, способствует поглощение дефектами материала, как внешними, так и внутренними. Лазерное зондирование приводит, следовательно, к преимущественному разрушению дефектных зон. В то же время нарушенность К-Аг системы минерала связана, как показали исследования механизма миграции аргона в минералах [4], чаще всего с неоднородным распределением аргона — с присутствием его не только в форме единичных атомов в кристаллической решетке минерала, но и в газообразной форме в дефектах структуры (скопление радиогенного аргона при наложенных процессах или захват избыточного аргона). Предлагаемая методика заключается в серии последовательных лазерных зондирований одного и того же микроучастка образца, выявляющих эту неоднородность.

В табл. 1 и на рис. 1 представлены результаты измерений по методике лазерного зондирования в сравнении с данными, полученными традиционным ступенчатым нагревом образца. Это сопоставление показывает, что при многократном лазерном зондировании одних и тех же микроучастков образца возрастные спектры имеют тот же характер, что и при ступенчатом нагреве: для ненарушенных минералов (мусковит и биотит "Черная Салма") получается плато, для омоложенного микроклина — спектр типа лестницы вверх, для содержащего избыточный аргон нефелина — типа лестницы вниз. При этом рассчитанные по лазерным спектрам значения возраста стандартов с ненарушенными изотопными системами хорошо согласуются с традиционными измерениями 1790 ± 30 и 1790 ± 10 млн. лет

для мусковита, 1725 ± 15 и 1740 ± 20 млн. лет для биотита. Что касается минералов с нарушенными К-Аг системами, то кажущиеся возрасты конкретных ступенек, естественно, не совпадают, так как различны механизмы выделения аргона из минералов: при воздействии лучом лазера происходит разрушение микроучастка образца, а при ступенчатом нагреве идет диффузия аргона и выделение его из микропузырьков во всем объеме образца.

Нужно подчеркнуть, что для нарушенных минералов возраст каждой ступеньки не имеет, как правило, реального геологического смысла. Значение имеет вид возрастного спектра, указывающий на характер нарушения изотопной системы минерала [4]. Таким образом, серия лазерных зондирований одного и того же микроучастка образца дает возможность получить возрастной спектр $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, причем использование импульсного лазера обеспечивает локальность анализа.

Дальнейшая разработка методики лазерного зондирования проводилась лазером, работающим в режиме модулированной добротности (LMA-1, $\lambda \approx 0,63$ мкм), который позволяет "снимать" слои вещества толщиной в несколько микрон. Этот режим дает возможность не только получать возрастные спектры, но и детально исследовать зависимость отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ от глубины зондирования. При таком исследовании было выявлено резкое завышение величины отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в приповерхностных слоях зерен минералов, обусловленное, очевидно, преимущественной потерей ^{39}Ar при нейтронном облучении. Полученная зависимость сохранности ^{39}Ar от глубины зондирования показана на рис. 2 для стандарта-мусковита "Черная Салма", облученного потоком быстрых нейтронов $\sim 4 \cdot 10^{-18}$ нейтронов/см² (с энергией нейтронов больше 3 МэВ). Условный возраст, рассчитанный по завышенным значениям $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, возрастает в приповерхностном слое до 2250 млн. лет (при паспортном возрасте 1790 млн лет).

Этот же эффект проявился при послойном исследовании образца омоложенного микроклина "Черная Салма" (см. табл. 1). Условный возраст в приповерхностном слое составил 3740 млн лет.

Выявленный поверхностный эффект следует, таким образом, учитывать при лазерном анализе мелкокристаллических образцов. Для дальнейшего развития метода необходимо детальное изучение взаимодействия излучения с веществом при различных режимах лазерного воздействия.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Иваненко В.В., Карпенко М.И.* Избыточный аргон-40 в нефелине из Ковдорского массива (Кольский полуостров) по данным метода ^{39}Ar - ^{40}Ar // *Геохимия*. 1987. № 6.
2. *Иваненко В.В., Карпенко М.И.* Новые возможности получения возрастных спектров $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ с помощью лазера // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 296, № 3.
3. *Карпенко М.И., Иваненко В.В.* Лазерный вариант геохронологического метода ^{39}Ar - ^{40}Ar // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1986. № 12.
4. *Пушкарев Ю.Д., Иваненко В.В., Пупырев Ю.Г.* Особенности миграции аргона в минералах и метод возрастных спектров // *Масс-спектрометрия и изотопная геология*. М.: Наука, 1983.
5. *Bray C.J., Spooner E.T.C., Hall C.M. et al.* Laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and conventional

- K/Ar dating of illites associated with the McClean inconformity-related uranium deposits, north Saskatchewan, Canada // *Canad. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 24. P. 10–23.
6. *Eichhorn G., James O.B., Schaeffer O.A., Müller H.W.* Laser ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of two clasts from consortium breccia 73215 // *Proc. IX Lunar and Planet. Sci. Conf.* 1978. P. 855–876.
 7. *Jessberger E.K., Schaeffer O.A., Warasila R.* et al. Unmasking "extra" ^{40}Ar in ALNA 7705 by the laser extraction technique // *Meteoritics.* 1981. Vol. 16. P. 331–332.
 8. *Maluski H., Schaeffer O.A.* Utilisation d'une sonde laser pour l'analyse radiometrique des mineraux par la methode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ // *Bull. Soc. géol. France.* 1981. Vol. 23. P. 401–407.
 9. *Maluski H., Schaeffer O.A.* ^{39}Ar - ^{40}Ar laser probe dating of terrestrial rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. P. 21–27.
 10. *McConville P.* A laser probe study of argon in lunar impact melt glasses // *Meteoritics.* 1983. Vol. 18. P. 350–352.
 11. *Megrue G.H.* Spatial distribution of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in lunar breccia 14301 // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. P. 3216–3221.
 12. *Müller H.W., Plieninger T., James O.B., Schaeffer O.A.* Laser probe ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of materials from consortium breccia 73215 // *Proc. Lunar Sci. Conf.* 1977. Vol. 8. Pt 2. P. 2551–2565.
 13. *Plieninger T., Schaeffer O.A.* Laser probe ^{39}Ar - ^{40}Ar ages of individual mineral grains in lunar breccia 15465 // *Proc. Lunar Sci. Conf.* 1976. Vol. 7. P. 2055–2066.
 14. *Schaeffer O.A., Müller H.W., Grove T.L.* Laser ^{39}Ar - ^{40}Ar study of Apollo 17 basalts // *Proc. Lunar Sci. Conf.* 1977. Vol. 8. P. 1489–1499.
 15. *Sutter J.F., Hartung J.B.* Laser microprobe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of mineral grains in situ // *Scanning Electron Microsc.* 1984. Vol. 10. P. 1525–1529.
 16. *York D., Hall C.M., Yanase Y.* et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser // *Geophys. Res. Lett.* 1981. Vol. 8. P. 1136–1138.

УДК 550.4

В.Б. Поляков

МЕТОД ИЗОТОПИЧЕСКИХ ЧИСЕЛ СВЯЗЕЙ (математическое обоснование, новых результатов)

В соответствии с термодинамическим подходом коэффициент разделения изотопов в равновесно протекающих химических реакциях определяется для двух видов молекул, участвующих в реакции, в виде отношения

$$\alpha = \beta_1/\beta_2,$$

где β_1 и β_2 — β -факторы реагентов 1 и 2 соответственно. β -Фактор вычисляется как отношение статистических сумм изотопно-замещенной и незамещенной молекулярных форм [2] и имеет одну и ту же величину для данной изотопной формы и заданных внешних условий во всех химических реакциях. Поэтому знание β -факторов реагентов позволяет рассчитать фракционирование изотопов в любой химической реакции.

Расчет β -факторов представляет собой довольно сложную задачу. Преж-

Таблица 1

ИЧС углерода при 300 К (по Э.М. Галимову [4])

L_{C-X}		I_{C-X}	
Символ	Значение	Символ	Значение
L_{C-H}	0,0284	I_{C-H}	0
L_{C-C}	0,0464	I_{C-C}	0,0013
$L_{C=C}$	0,0785	$I_{C=C}$	0,0016
$L_{C\equiv C}$	0,088	$I_{C\equiv C}$	0,0002
L_{C-N}	0,050	I_{C-N}	0,0016
$L_{C=N}$	0,079	$I_{C=N}$	0,0016
$L_{C\equiv N}$	0,090	$I_{C\equiv N}$	0,0003
L_{C-O}	0,055	I_{C-O}	0,0019
$L_{C=O}$	0,096	$I_{C=O}$	0,0028
L_{C-F}	0,056	I_{C-F}	0,0020
L_{C-Cl}	0,030	I_{C-Cl}	0,0001
L_{C-Br}	0,027	I_{C-Br}	-0,0001
L_{C-J}	0,018	I_{C-J}	-0,0007
$L_{C=S}$	0,050	$I_{C\equiv S}$	-0,0005

де всего необходимо измерить колебательный спектр молекулы (или найти его по литературным данным). Затем, решая обратную задачу теории молекулярных колебаний, рассчитать приближенное силовое поле молекулы и, используя его, найти колебательный спектр изотопно-замещенной формы. Наконец, применяя формулу Юри [10], вычислить β -факторы. Эта процедура даже при использовании весьма совершенных программ [5] требует значительного времени и усилий для расчета β -фактора каждой новой молекулы.

Кроме, того расчеты крупных молекул (70–80 атомов) и прежде всего органических соединений, несмотря на всевозрастающие возможности ЭВМ, трудно выполнить таким способом вследствие крайне сложного колебательного спектра молекул, трудностей с соотношением частот и больших затрат машинного времени.

Поэтому необходимы разработка и совершенствование приближенных методов, которые обеспечивают быструю оценку β -факторов. Э.М. Галимовым был предложен [3, 4] очень простой способ расчета β -фактора при замещении изотопов углерода, названный методом изотопических чисел связей. Согласно методу изотопических чисел связей (ИЧС), β -фактор может быть представлен в виде

$$\beta = 1 + \sum_{\mu} L_{\mu}, \quad (1)$$

где L_{μ} — вклад химической связи изотопно-замещаемого атома с номером μ в β -фактор, названный изотопическим числом связи. Было предположено, что ИЧС является независимым от других связей в этой молекуле и имеет одно и то же значение для каждого типа связи в различных молекулах, причем связи классифицируются в соответствии с теорией

локализованных электронных пар. Используя известные значения β -факторов некоторых молекул, Э.М. Галимов рассчитал значения L_μ [3, 4]. Расчеты выполнены для 300 К, результаты приведены в табл. 1. Для учета влияния на β -фактор атомов, удаленных на две связи от центра изотопного замещения, были введены поправочные слагаемые (табл. 1, колонки 3,4). Проверка приведенных значений на больших массивах независимых данных, около 150 молекул и их фрагментов, показала хорошую согласованность точных и приближенных расчетов.

Физико-химические принципы, лежащие в основе метода ИЧС, даны в [4]. В отличие от других приближенных методов [8, 9] метод ИЧС непосредственно связан с химическим строением молекулы.

Ниже представлено дальнейшее развитие метода ИЧС: дано квантово-статистическое обоснование представления (1), проведен анализ применения метода к новому классу соединений – аминокислотам, рассмотрена температурная зависимость ИЧС.

КВАНТОВО-СТАТИСТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ АДДИТИВНОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ β -ФАКТОРА

Квантово-статистическое доказательство представления (1) для β -фактора основано на преобразовании квантового гамильтониана молекулы к следующим координатам: смещение радиус-вектора молекулы $\vec{\Delta R}$ и смещение векторов химических связей в молекуле $\vec{\Delta l}_i$. Эти координаты связаны с обычными координатами – смещения радиус-векторов атомов в молекуле $\vec{\Delta r}_k$ – следующими соотношениями:

$$\vec{\Delta R} = \frac{\sum_k m_k \vec{\Delta r}_k}{\sum_k m_k}, \quad (2)$$

$$\vec{\Delta l}_i = \vec{\Delta r}_{k'_i} - \vec{\Delta r}_{k_i},$$

где k нумерует атомы в молекуле, k'_i и k_i – номера атомов в конце и начале i -й связи.

В результате преобразований (2) колебательно-вращательный гамильтониан молекулы имеет вид

$$H = \frac{1}{2} \sum_{ij} \vec{A}_{ij} \vec{\Delta p}_i \vec{\Delta p}_j + U(\vec{\Delta l}_i), \quad (3)$$

$$H^* = \frac{1}{2} \sum_{ij} \vec{A}_{ij} \vec{\Delta p}_i \vec{\Delta p}_j + \frac{1}{2} \sum_{\mu\nu} \delta \vec{A}_{\mu\nu} \vec{\Delta p}_\mu \vec{\Delta p}_\nu + U(\vec{\Delta l}_i),$$

где $\vec{\Delta p}_i$ – импульс, сопряженный координате $\vec{\Delta l}_i$, $\vec{\Delta p}_i \equiv -i\hbar \frac{\partial}{\partial \vec{\Delta l}_i}$; \vec{A}_{ij} – тензор обратных масс в координатах (2); $\delta \vec{A}_{\mu\nu}$ – разность тензоров обратных масс для изотопно-замещенной и незамещенной изотопных форм, в тех же координатах (2), греческие индексы μ и ν нумеруют связи изотопно-замещенного атома.

В первом порядке теории возмущений, когда в качестве возмущения рассматривается второй член в гамильтониане H^* , отношение квантовых статистических сумм в соответствии с общей теорией имеет вид [7]

$$\frac{Q^*}{Q} = 1 + \frac{1}{2kT} \sum_{\mu\nu} \overrightarrow{\delta A}_{\mu\nu} \langle \overrightarrow{\delta p}_{\mu} \overrightarrow{\delta p}_{\nu} \rangle, \quad (4)$$

где k — постоянная Больцмана, T — температура, $\langle \rangle$ — означает усреднение как по квантовому состоянию, так и по всем состояниям незамещенной молекулы. Условием применения теории возмущений является малость возмущающего члена $\sim \hbar \Delta\nu$ по сравнению с величиной kT (\hbar — постоянная Планка, $\Delta\nu$ — изотопное смещение частот). Аналогичным является и выражение для отношения классических статистических сумм, но усреднение ведется теперь ко классическому распределению

$$\left(\frac{Q^*}{Q} \right)_{\text{клас}} = 1 + \frac{1}{2kT} \sum_{\mu\nu} \overrightarrow{\delta A}_{\mu\nu} \langle \overrightarrow{\delta p}_{\mu} \overrightarrow{\delta p}_{\nu} \rangle_{\text{клас}}. \quad (5)$$

По определению β -фактора [7], разделив (4) на (5) и удерживая члены первого порядка, после суммирования по одному из индексов получим представление (1). Причем

$$L_{\mu} = \frac{1}{2kT} \sum_{\nu} \overrightarrow{\delta A}_{\mu\nu} (\langle \overrightarrow{\delta p}_{\mu} \overrightarrow{\delta p}_{\nu} \rangle - \langle \overrightarrow{\delta p}_{\mu} \overrightarrow{\delta p}_{\nu} \rangle_{\text{клас}}). \quad (6)$$

Таким образом, в первом порядке теории возмущений β -фактор представим в виде отношения суммы инкрементов по связям изотопно-замещаемого атома.

Полученное доказательство представления (1) для β -фактора и выражения для инкремента (6) подчеркивают приближенный характер метода ИЧС дают возможность для обобщения и развития метода. Действительно, при изменении вида связей изотопно-замещаемого атома величины $\langle \overrightarrow{\delta p}_{\mu} \overrightarrow{\delta p}_{\nu} \rangle$, вообще говоря, изменяются, что приводит к некоторому изменению L_{μ} . То же происходит и при изменении вида связей, удаленных от изотопно-замещенного атома на одну и большее число связей, причем по мере удаления связи ее влияние уменьшается. Это обстоятельство открывает две возможности развития метода ИЧС: 1) введение поправочных членов, учитывающих влияние изменений связей изотопно-замещаемого атома, а также более удаленных атомов на инкременты; 2) расчет β -фактора данного атома по фрагменту, включающему связи изотопно-замещаемого атома и более удаленные связи (такой способ был предложен ранее Н.И. Падалко и С.И. Гольшевым).

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ИЧС К РАСЧЕТУ β -ФАКТОРОВ АМИНОКИСЛОТ

Одним из важнейших путей развития метода ИЧС является его проверка и распространение на основные классы соединений. Нами была проведена проверка возможности использования ИЧС для оценки β -фактора аминокислот — соединений, представляющих исключительную важность для биогеохимии и органической геохимии. С этой целью на основе ком-

Таблица 2

Сравнение расчетов по спектральному методу и методу ИЧС

Аминокислота	Химическая формула	β -Факторы		
		Спектральный метод		Метод ИЧС
Глицин	COOH	β_1	1,1921	1,1988
		β_2	1,1674	1,1579
	H ₂ CNH ₂	β_3	1,1805	1,1783
Глутаминовая кислота	COOH	β_1	1,1929	1,1985
		β_2	1,1732	1,1772
	H ₂ CNH ₂	β_3	1,1524	1,1538
		β_4	1,1561	1,1553
	CH ₂	β_5	1,1692	1,1985
	CH ₂	β_Σ	1,1741	1,1769
Аланин	COOH	β_1	1,1969	1,2001
		β_2	1,1789	1,1759
	H ₂ CNH ₂	β_3	1,1717	1,1702
	CH ₃	β_Σ	1,1825	1,1821
	COOH	β_1	1,1973	1,2001
Серин		β_2	1,1801	1,1779
	H ₂ CNH ₂	β_3	1,1600	1,1611
		β_Σ	1,1791	1,1793
	H ₂ COH			

плекса программ [5] описанными выше методами по спектральным данным рассчитаны β -факторы четырех аминокислот: глицина, аланина, глутаминовой кислоты и серина. Аминокислоты подобраны таким образом, чтобы в них входили основные структурные группы, характерные для этого класса соединений. Результаты представлены в табл. 2. Они показывают удовлетворительное согласие расчетов по методу ИЧС с расчетами по описанному выше спектральному методу и позволяет распространить метод ИЧС на расчет β -факторов аминокислот.

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ИЧС

Как уже подчеркивалось выше, все расчеты изотопических чисел свя-
заны проведены для 300 К. Между тем является необходимым для практи-
ческих задач уметь рассчитывать β -факторы при различных температурах,
для чего необходимо знание температурной зависимости ИЧС. Помимо
практических задач, расчет температурной зависимости позволяет устано-
вить температурные пределы применения метода ИЧС, поскольку, как
показано выше (см. уравнение (4)), применение теории возмущений
возможно только при достаточно высоких температурах.

Был проведен расчет температурной зависимости ИЧС в широком ин-
тервале температур от 173 до 1273 К. Для расчета ИЧС отобраны моле-

Таблица 3

Значения ИЧС для ряда температур

T, K	$t, ^\circ C$	L_{C-H}	L_{C-C}	I_{C-C}	Максимальная невязка
173	-100	0,0593	0,1074	0,0122	0,0068
223	-50	0,0428	0,0737	0,0055	0,0054
273	0	0,0327	0,0542	0,0037	0,0043
283	10	0,0312	0,0512	0,0034	0,0042
293	20	0,0298	0,0485	0,0031	0,0040
303	30	0,0285	0,0460	0,0028	0,0038
313	40	0,0272	0,0427	0,0025	0,0036
323	50	0,0261	0,0416	0,0023	0,0035
343	70	0,0240	0,0378	0,0019	0,0032
363	90	0,0222	0,0344	0,0016	0,0030
373	100	0,0214	0,0329	0,0014	0,0029
413	140	0,0185	0,0278	0,0010	0,0025
453	180	0,0162	0,0238	0,0007	0,0021
493	220	0,0143	0,0206	0,0005	0,0018
533	260	0,0127	0,0176	0,0003	0,0015
573	300	0,0114	0,0158	0,0002	0,0014
673	400	0,0089	0,0118	0,0001	0,0011
773	500	0,0071	0,0092	0,0000	0,0008
873	600	0,0058	0,0073	0,0000	0,0007
973	700	0,0048	0,0059	0,0000	0,0005
1073	800	0,0041	0,0049	0,0000	0,0004
1173	900	0,0035	0,0042	0,0000	0,0003
1273	1000	0,0030	0,0035	0,0000	0,0002

кулы, колебательный спектр которых был рассчитан Л.А. Грибовым и сотр. [6] и включен в библиотечный каталог. Это связано с тем, что все вычисления колебательных частот в данном случае проведены на основе единой системы силовых постоянных, переносимых в ряду родственных молекул. Кроме того, достаточно хорошее совпадение не только колебательных частот, но и рассчитанных инфракрасных и рамановских спектров с экспериментальными делает эти данные наиболее надежными.

Для всех отобранных молекул были рассчитаны колебательные частоты основной и зотопно-замещенных молекулярных форм. Непосредственно расчет ИЧС проводили по следующему алгоритму. По частотам основной и изотопно-замещенных форм для данной температуры находили значения β -факторов при различных замещениях атомов углерода ^{12}C в молекуле на ^{13}C . Вычисления проводили по формуле Юри [10]. Составляли, согласно методу ИЧС, соответствующее линейное уравнение и, исходя из полученной системы линейных уравнений, в которых число уравнений значительно превосходило число неизвестных, методом наименьших квадратов [1] находили ИЧС. Алгоритм реализован на машинном языке высокого уровня ФОРТРАН-IV. Результаты вычислений представлены в табл. 3 и на рис. 1 для ИЧС нормальных алканов. Расчеты показали хорошее совпадение с ранее найденными β -факторами и ИЧС при 300 К.

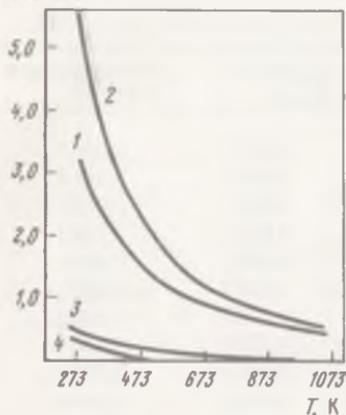
$ИЧС \cdot 10^2$ 

Рис. 1. Температурная зависимость ИЧС

1 — ИЧС С—Н связей; 2 — ИЧС С—С связей; 3 — влияние С—С связи, удаленной на одну связь от центра изотопного замещения на ИЧС (I_{C-C}); 4 — максимальная невязка между методом ИЧС и спектральным методом

На рис. 1 наряду с температурной зависимостью ИЧС показана максимальная невязка в расчетах по методу ИЧС и точной квантостатистической формуле Юри. Легко видеть, что при повышении температуры эта невязка уменьшается. Этот результат в точности отвечает предсказаниям теории, поскольку величины неучтенных в выражении (4) членов ряда теории возмущений уменьшаются с температурой.

Таким образом, ход температурной зависимости хорошо согласуется с данными теории и показывает возможность распространения метода ИЧС на широкий интервал температур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агекян Т.А. Теория вероятностей для астрономов и физиков. М.: Наука, 1982.
2. Варшавский Л.Н., Вайсберг С.Э. Термодинамические и кинетические особенности изотопного обмена // Успехи химии. 1957. Т. 26, вып. 12.
3. Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов М.: Наука, 1981.
4. Галимов Э.М. Принципы аддитивности в изотопной термодинамике // Геохимия. 1982. № 6.
5. Грибов Л.А., Дементьев В.А. Методы и алгоритмы вычислений в теории колебательных спектров молекул. М.: Наука, 1981.
6. Грибов Л.А., Дементьев В.А. Таблицы параметров для расчета колебательных спектров многоатомных молекул. М.: Наука, 1979. Вып. 1.
7. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. М.: Наука, 1976. Ч. 1.
8. Bigeleisen J., Ishida T. Application of finite orthogonal polynomials to the thermal functions of harmonic oscillators. 1. Reduced partition function of isotopic molecules // J. Chem. Phys. 1968. Vol. 48. P. 1311–1330.
9. Stern M.J., Wolfsberg M. Simplified procedure for theoretical calculation of isotope effects involving large molecules // Ibid. 1966. Vol. 45. P. 4105–4124.
10. Urey H.G., Greiff L.J. Isotopic exchange equilibria // J. Amer. Chem. Soc. 1935. Vol. 57. P. 321–328.

В.Н. Загнитко

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ (Украинский щит)

Карбонатные породы встречаются практически во всех крупных стратиграфических подразделениях Украинского щита (УЩ), в некоторых из них они являются определяющими (кочеровская свита тетеревской серии, хощевато-завальевская свита бугской серии и др.) [14, 16].

В некоторых из районов карбонатные породы имеют четкую специфику химического и изотопного состава, в связи с чем в пределах определенных серий и отдельных блоков их можно использовать в качестве маркирующих горизонтов. Однако корреляция этих пород в сопоставляемых блоках и сериях затруднена.

Так, по петрохимическим характеристикам хорошо коррелируются карбонатные породы бугской и росинско-тикичской серии. Для этих пород характерны повышенные содержания FeO и MnO (до 3,0 и 1,5% соответственно), а также постоянство отношений FgO/CaO , соответствующие почти доломитовому отношению и независящие от содержания силикатных минералов (за исключением метасоматически измененных пород и жильных выделений).

Такая специфика вещественного состава этих пород предполагает образование их в условиях интенсивной вулканической деятельности основного характера. Характерно, что на Среднем Побужье часто в ассоциации с карбонатными породами широко развиты основные и ультрасосновные породы, иногда специфического состава (коматииты, гондиты и др.) [6, 9]. В Росинско-Тикичском районе карбонатные породы ассоциируют с амфиболиитами — также возможными продуктами основного вулканизма. Попытки сопоставления комплекса пород Среднего Побужья и Росинского района делались и раньше [17], наличие аналогии вещественного состава карбонатных пород этих районов подтверждает обоснованность таких сопоставлений.

В последней стратиграфической схеме УЩ (1984 г.), однако, породы этих районов разнесены на разные стратиграфические уровни, причем возраст росинско-тикичской серии принят архейским, а бугской — нижнепротерозойским.

Попытки определения возраста пород свинцово-свинцовым и уран-свинцовым методами по валовым пробам не дают однозначного решения. Определенный таким образом возраст карбонатных пород бугской серии, составляющий 3,6; 3,0 и 2,5 млрд. лет Pb-Pb и U-Pb методами соответственно [7, 15], вряд ли можно считать достоверным, поскольку такие данные не подтверждены пока ни геологическими, ни геохронологическими фактами. Приведенные нами геохронологические исследования в карбонатных породах тетеревской, бугской и днестровско-бугской серий показали, что

уран-свинцовые системы в них не отвечают требованиям закрытых систем. Это согласуется с данными рентгенографического анализа пород бугской серии, показавших крайне неравномерное распределение урана и свинца в породе, концентрацию его в периферийных частях карбонатных минералов и в межзерновых пространствах [7, 8].

В любом случае вопросы возраста карбонатных пород бугской серии остаются открытыми до выяснения, с одной стороны, времени проявления основного вулканизма на Среднем Побужье, и с другой – до выяснения взаимоотношения этих пород с эндербитами, которые обнаружены в непосредственной близости от карбонатных пород Завалья (в пределах 1,5 км). Возраст эндербитов можно считать твердо установленным [1, 13]. Если принять последовательность образования пород Среднего Побужья по данным формационного анализа [10, 12], то карбонатные породы можно считать еще более древними, а следовательно, раннеархейскими.

Тот факт, что в эндербитах часто встречаются ксенолиты (или скиали-ты?) кристаллосланцев, т.е. образований основного состава, может также служить подтверждением тому, что до образования эндербитов в районе, по-видимому, преобладали породы существенно основного состава.

Указанные неопределенности стратиграфического и геологического положения указанных пород усугубляются присутствием в районе Среднего Побужья магнетитсодержащих карбонатных пород, залегающих в виде пластообразных, крутопадающих тел и ассоциирующих с кристаллосланцами, биотитовыми гнейсами и железистыми кварцитами [2, 17]. В результате геолого-поисковых работ в последнее время в этом же районе выявлены карбонатные породы с содержанием апатита до 15%, а также связанные с никеленосными ультрабазитами и иногда содержащие ксенолиты таких ультрабазитов.

Все эти факты трудно укладываются в обычные представления о карбонатных породах как продуктах метаморфизма обычных первично-осадочных доломитов и известняков. Именно поэтому в разное время предлагались самые различные концепции о происхождении этих пород: метасоматическая [4], безводно-осадочная [10] и, наконец, магматическая [11]. Очевидно, что для более уверенного толкования генезиса этих образований необходимо привлечение комплекса нетрадиционных методов. Одним из таких методов познания сложной истории развития глубокометаморфизованных образований является изотопная геохимия, при этом именно карбонатные породы являются наиболее удобным объектом исследования благодаря возможности сопряженного изотопного изучения в них двух и более элементов.

В районе Среднего Побужья нами были изучены практически все известные находки карбонатных пород. Выяснилось, что изотопный состав их подвержен определенным закономерностям, отражающим их генетические особенности. Так, менее метаморфизованные, мощные толщи этих пород, не связанные с железорудными месторождениями и содержащие иногда апатитовую минерализацию, имеют очень высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ (до +8,1‰, PDB) и умеренно-высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от 16,1 до 19,5‰, SMOW). В одной из наших предыдущих работ [5] была охарактеризована проба с нехарактерными для карбонатных пород Среднего Побужья особенностями вещественного и изотопного состава. Тогда мы предположили, что в районе

присутствуют отложения, по-видимому, другого стратиграфического уровня. Теперь найдена мощная толща таких образований, которые отвечают тем же характеристикам, причем породы с такими же параметрами были встречены ранее в Верхнем Побужье [5], где они относятся к архейской днестровско-бугской серии.

Метаморфизованные в гранулитовой фации доломитовые мраморы и кальцифиры, образующие мощные пласты (до 150 м) в районе п.г.т. Завалье, а также отдельные фрагменты подобных образований, связанные с железорудными проявлениями, имеют более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и в целом чуть более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$. Именно для них характерна отмеченная в начале статьи специфика вещественного состава, указывающая на базитовый характер источников петрогенных компонентов этих пород. В целом такие значения типичны для первично-осадочных пород, необычным является в них только строгое постоянство изотопного состава углерода и кислорода в породах, встречаемых в одном разрезе, не зависящие практически ни от состава, ни от количества силикатных минералов, ни от положения анализируемой пробы в разрезе.

Генетическое толкование таких фактов может быть различным. Мы склонны связывать это либо со спецификой древних бассейнов, когда палеофациальные условия не имели решающего влияния на формирование изотопного состава образующегося осадка в связи с отсутствием дифференциации древних бассейнов по степени обогащения их органическим веществом, характерной для современных областей осадконакопления, либо с особыми условиями их метаморфизма, приведшими к выравниванию изотопного состава карбонатных минералов по всему разрезу.

Метасоматические карбонатные образования Среднего Побужья – крайне сложный в плане генетических реконструкций объект. В отдельных случаях, когда метасоматическая природа карбонатсодержащих образований угадывается просто (отдельные карбонатные прожилки среди ультрабазитов, карбонатизированные участки в них и т.д.), особых проблем не возникает. Но при увеличении размеров этих прожилков и зон образующиеся карбонатные тела в принципе ничем не отличаются от ранее охарактеризованных карбонатных пород, образующих мощные толщи, тем более что последние иногда содержат небольшие включения материала ультраосновного состава. Такие факты дали основание Ершову [4] предположить метасоматическую природу всех карбонатных пород Среднего Побужья. Дерябин [3], наоборот, утверждает, что магнетит-содержащие кальцифиры – это первично-осадочные образования.

По изотопному составу магнетитсодержащие карбонатные породы существенно отличаются от безрудных кальцифиров и мраморов, причем прослеживается хорошая зависимость изотопного состава углерода в карбонатах от содержания железа в породе. Очевидно, что процесс магнетитообразования сопровождался направленным изменением изотопного состава углерода карбонатов; чем больше привносилось железа в систему, тем более легким становился изотопный состав карбонатов, хотя такое же закономерное изменение состава самих карбонатов (от известковистых до магнезиально-железистых) должно было бы в принципе препятствовать этому облегчению (чем более магнезиальный карбонат, тем тяжелее должен быть его изотопный состав при прочих равных условиях). Причиной этому мо-

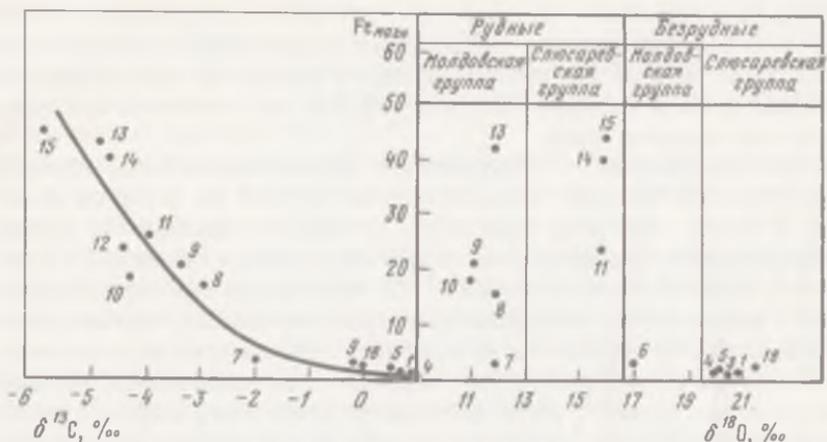


Рис. 1. Зависимость изотопного состава кислорода и углерода карбонатов от содержания железа в карбонатно-магнетитовых и безрудных карбонатных породах

жет быть, по нашему мнению, во-первых, вынос из системы изотопно-тяжелой CO_2 и, во-вторых, некоторый обмен по углероду с изотопно-легкими флюидами, приводящими к метасоматическим новообразованиям (рис. 1).

Изотопный состав кислорода карбонатов в магнетитсодержащих рудных породах не связан такой зависимостью с содержанием железа в породе, хотя в целом значения $\delta^{18}\text{O}$ для рудных кальцифиров облегчены по сравнению с безрудными на $3-4\text{‰}$. Такой факт мы объясняем как результат изотопно-кислородного обмена между образующимися карбонатами и флюидами, весьма кислородонасыщенными и способными выровнять локальные изотопные равновесия, возникшие в связи с потерей разного количества CO_2 .

В условиях карбонатизации ультрабазитов, в том числе никеленосных, на распределение изотопов действовали другие факторы. Здесь часто встречаются случаи пересечения существенно карбонатными образованиями ультрабазитовых залежей, "затекание" кальцифиров в них и т.д. Среди карбонатных пород, в свою очередь, встречаются участки, обогащенные никелем (до $0,4\text{‰}$) и мышьяком (до $0,3\text{‰}$). Изотопный состав таких карбонатов в принципе сходен с таковым для магнетитсодержащих кальцифиров, но отличается стабильностью значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, не зависящих ни от степени карбонатизации ультрабазитов, ни от размеров карбонатных тел (табл. 1). Для разных участков изотопные данные в подобных карбонатных образованиях практически совпадают, что говорит о широком развитии указанного процесса.

Эволюцию всех указанных процессов с точки зрения поведения изотопных систем в них полностью восстановить трудно. Так, в карбонатно-железистых породах Среднего Побужья при удалении из системы даже 50% углекислоты изотопный состав углерода реликтовых карбонатов не должен изменяться более чем на $2-3\text{‰}$, учитывая высокие температуры, при которых осуществлялся процесс замещения (более 500°C по различным оцен-

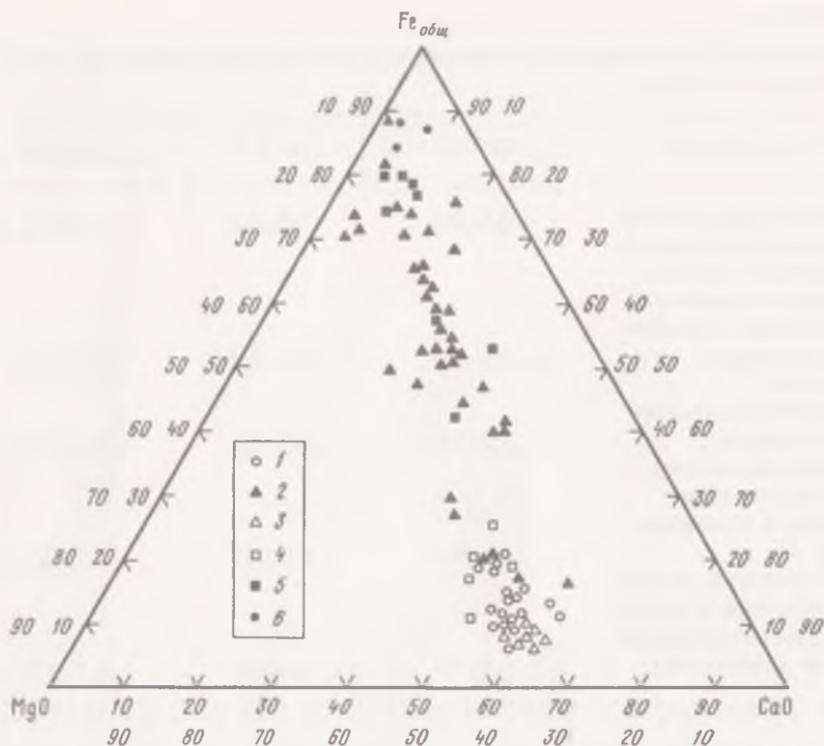


Рис. 2. Диаграмма $Fe_{общ}$ - MgO - CaO для карбонатных и ассоциирующих с ними пород Среднего Побужья

1 — кальцифиры безрудные; 2 — кальцифиры с магнетитом; 3 — мраморы; 4 — скарны безрудные; 5 — скарны с рудой; 6 — гиперстен-магнетитовые руды

кам). При этом у нас есть основания предполагать, что замещение чаще всего проходило путем непосредственного замещения кальцита магнетитом. Об этом свидетельствуют не только изотопные, но и минералогические и петрохимические данные. Так, если принимать во внимание только существенно карбонатные парагенезисы (с содержанием SiO_2 не более 10%), то от бедных руд (10–20% магнетита) до богатых (70%) химический состав карбонатов будет постепенно меняться от кальцитового через кальцит-доломитовый и доломитовый до доломит-брейнеритового. Валовое содержание кальция в пробах обратно пропорционально содержанию железа при практически постоянном количестве магния. Обработка всех известных на сегодняшний день химических анализов по указанным магнетитсодержащим кальцифирам не выявила ни одного исключения (рис. 2). Коэффициент корреляции между величинами $Fe_{общ}$ - CaO в породе составляет 0,9. На тройной диаграмме CaO - MgO - $Fe_{общ}$ фигуративные точки анализов образуют непрерывный тренд от безрудных разностей до богатых руд (см. рис. 2).

Другие изотопные и петрохимические зависимости характерны для апатитсодержащих кальцифиров. Во-первых, эти кальцифиры имеют весьма специфичный изотопный состав углерода (от +2,5 до +5,9‰) при обычных

Таблица 1

Изотопные и некоторые петрохимические характеристики карбонатных пород Среднего Побужья

Участок (породы)	MgO/CaO	MnO, %	Fe _{общ} %
Участок Слюсаревский (кальцифиры и мраморы, мощные толщи)	0,6–0,8	0,5–0,9	3,1–6,2
Участок Молодовский (безрудные кальцифиры и мраморы) (Там же)	0,6–0,8	0,5–0,9	3,5–6,8
(магнетитсодержащие кальцифиры)	1,0–15,2	0,8–1,5	9,5–62,0
Капитановский участок (карбонатные породы в ультрабази-тах)	0,1–0,8	0,3–0,5	2,5–5,9
Первомайский участок (кальцифиры и мраморы, переслаивающиеся с метагабброидами)	0,5–0,8	0,05–0,1	1,5–3,8

для метаморфических карбонатов значениях $\delta^{18}\text{O}$ (от 17,5 до 21,1‰). Намечается положительная корреляция величин $\delta^{18}\text{O}-\text{P}_2\text{O}_5$ в породе и отрицательная $\delta^{13}\text{C}-\text{P}_2\text{O}_5$ (табл. 2). Геологическими наблюдениями в скважинах установлено, что в данном случае существенные концентрации апатита в карбонатных и других породах приурочены только к зонам тектонических нарушений. Это позволяет допускать метасоматический генезис апа-

Таблица 2

Изотопный и химический состав апатитоносных кальцифиров Побужья

№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	CO ₂	P ₂ O ₅	$\delta^{13}\text{C}$, PDB	$\delta^{18}\text{O}$, SMOW
Г-1	23,51	3,53	1,87	0,07	14,96	29,53	16,40	2,30	+3,2	21,1
Г-2	35,08	3,22	2,16	0,09	17,0	24,76	10,12	2,30	+3,5	20,2
Г-3	29,40	5,63	2,30	0,08	13,32	24,62	13,75	4,40	+2,3	20,3
Г-4	31,93	4,70	3,80	0,08	14,96	26,43	10,12	1,80	+3,6	17,8
Г-5	21,33	3,49	2,87	0,10	15,81	29,66	17,90	1,58	+4,0	18,3
Г-6	17,85	2,97	2,87	0,08	16,40	30,88	21,70	1,05	+3,5	18,1
Г-7	13,42	2,69	2,80	0,07	20,4	31,14	26,6	0,01	+4,4	19,0
Г-8	17,51	1,52	1,08	0,06	16,76	32,82	23,5	0,85	+3,3	17,9
Г-9	19,67	6,09	2,80	0,06	17,09	25,20	24,90	0,05	+5,2	18,1
Г-30	26,36	6,65	2,87	0,07	13,36	18,13	25,90	0,05	+4,6	17,5
Г-31	16,67	2,22	1,51	0,05	21,18	30,71	23,50	1,00	+1,3	—

Другие элементы	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Sr до 150 г/т	+0,2÷+1,2	19,8÷21,5	0,7032
Sr до 200 г/т	-0,8÷+0,6	15,7÷17,2	0,7028
Sr до 600 г/т	-5,9÷-2,0	11,2÷12,5	0,707
Ni до 1%	-5,4÷-4,7	14,1÷15,7	-
P ₂ O ₅ до 5%	+1,3÷+8,1	12,5÷21,2	-

титовой минерализации. Закономерное изменение изотопного состава углерода подтверждает такое предположение. Не совсем понятно поведение изотопно-кислородной системы в процессе: почему с повышением содержания P₂O₅ в породе значения $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов повышаются? Возможной причиной такого явления может быть изотопно-тяжелый по кислороду метасоматический раствор. Теоретически это возможно, тем более что в разрезах соседних участков довольно часто встречаются карбонатные породы, имеющие тяжелый изотопный состав кислорода. Вопрос остается открытым.

Однако не все процессы взаимодействия контрастных геохимических сред оставляют следы на изотопном уровне. В надежде исследовать всю сложную систему контактовых изменений нами была опробована зона контакта между гиперстеновым кристаллосланцем и магнетитсодержащим кальцифиром (рис. 3). Контактная зона была разбита на отдельные участки с резко различным минеральным составом: *А* - гиперстеновый сланец с магнетитом; *Б* - диопсидовый эндоскарн; *В* - внутренняя скарновая зона; *Г* - внешняя зона скарнов; *Д* - внешняя зона магнетитсодержащих кальцифиров; *Е, Ж, З* - последующие зоны кальцифиров по направлению от контакта с прогрессирующим обогащением магнетитом. Мощность каждой такой зоны 1–2 см. Был исследован химический, минеральный состав каждой зоны, а также изотопный состав магнетита и карбонатов в тех зонах, где они присутствуют. Результаты сведены в табл. 3. Выяснилось, что карбонатные минералы имеют практически один и тот же изотопный состав и углерода и кислорода, независимо от расстояния от контакта и от содержания железа в пробах. Изотопный состав магнетита имеет незначительные



Рис. 3. Контактная зона между магнетитсодержащими кальцифирами и гиперстен-магнетитовыми сланцами

Объяснения в тексте



Рис. 4. Секущий контакт магнетитсодержащего кальцифира (а) и железистого кварцита (б)

Таблица 3

Изотопный состав и некоторые петрохимические характеристики скарновой зоны

№ пробы	Порода	SiO ₂	MgO	CaO
201-А	Гиперстеновый кристаллосланец	21,97	11,86	5,18
201-Б	Эндоскарн	39,28	11,03	18,60
201-В	Внутренняя зона	32,64	10,08	12,79
201-Г	Внешняя зона	39,76	14,96	14,19
201-Д	Магнетитсодержащий кальцифир	12,96	10,66	23,36
201-Е	То же	7,76	9,00	19,30
201-Ж	"	5,45	8,01	11,80
201-З	"	5,61	6,59	10,57
3005-5	Кальцифир	12,58	12,49	26,98

флуктуации, но только в пределах собственно скарновых зон, в кальцифирах же магнетит, как и карбонаты, имеет выравненный изотопный состав, также не зависящий от указанных параметров.

Объяснение приведенных фактов может иметь несколько вариантов. Одним из таких вариантов, на наш взгляд, может быть предположение о пластическом перемещении карбонатного материала. Подобную ситуацию мы наблюдали на контакте карбонатно-магнетитовых пород и железистых кварцитов в Ингуло-Ингулецком районе УЩ (рис. 4). В таком случае возможно выравнивание изотопного состава перемещаемого материала и его уравнивание с изотопным составом флюида. В принципе можно предположить и осадочную концентрацию железа в указанных карбонатных породах, однако в таком случае также трудно объяснить такую выдержанность изотопного состава слоев с различным содержанием железа, да и контактовые изменения, по-видимому, должны были бы проявиться в химическом и изотопном составе. Изотопно-углеродные данные свидетельствуют о полном соответствии значения $\delta^{13}\text{C}$ в этих карбонатах величинам, обычно приписываем глубинным. Мрамор и кальцифиры, находящиеся в том же разрезе, имеют обычные для первично-осадочных карбонатов значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. Только в случае максимально полного взаимодействия с магмотогенными флюидами значения $\delta^{13}\text{C}$ могли достигать таких величин.

Таким образом, изотопно-геохимические исследования, проведенные в комплексе с геологическими наблюдениями, минералогическими и петрохимическими данными, позволяют сделать следующие выводы.

1. Изотопно-геохимические данные могут быть использованы при стратиграфической корреляции отдельных толщ, они должны учитываться при реконструкции состава древних областей сноса и особенностей бассейнов осадконакопления.

В частности, высокие с малыми флуктуациями значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в раннедокембрийских карбонатных породах могут свидетельствовать об отложениях их в мелководных, хорошо аэрируемых бассейнах, где локальные фациальные условия практически не сказывались на изотопном составе.

FeO	Fe ₂ O ₃	CO ₂	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб.}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{марб.}}$
22,32	33,50	1,16	—	—	+4,9
14,40	11,53	2,46	—	—	+2,1
18,14	22,47	1,08	—	—	+5,9
12,96	11,22	3,30	-6,9	14,3	+4,6
12,24	14,74	21,74	-6,8	14,1	+4,8
14,84	27,56	17,30	-6,6	14,1	+2,8
18,72	39,20	13,32	-6,7	14,0	+3,1
21,88	41,31	10,60	-7,1	13,7	+2,9
10,36	5,63	29,17	-1,1	20,3	—

ве кислорода и углерода карбонатного материала. При допущении соответствия древней атмосферы современной по значениям $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ следует предполагать сравнительно низкие температуры среды осадкообразования, т.е. вод древних бассейнов.

2. Метасоматические процессы приводят к возникновению заметных градиентов в изотопном составе минералов, находящихся в зонах контакта между контрастными по содержанию основных петрогенных компонентов породами. При этом такие градиенты не всегда имеют однонаправленный характер, иногда они подчеркиваются несимметричным изменением значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, что является свидетельством отдельной истории углерода и кислорода в флюидах.

3. Отсутствие существенных градиентов изотопного состава минералов в приконтактных участках может быть свидетельством особых способов образования таких зон, возникающих, в частности, при пластическом перемещении карбонатных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикина Е.В., Лесная И.М., Грачева Т.В. Изотопный возраст эндербитов Побужья // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, №1.
2. Богатырев В.Ф., Быстревская С.С., Ионис Г.И. и др. К вопросу образования карбонатно-магнетитовых руд юго-западной части Украинского щита в связи с развитием тектоно-магматической активизации // Геол. журн. 1977. Т. 37, № 6.
3. Дерябин Н.И. Условия образования магнетитовых руд Молдавского месторождения в Побужье // Геология руд. месторождений. 1984. № 3.
4. Ершов В.А. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
5. Загнитко В.Н., Луговая И.П. Использование изотопов кислорода и углерода для решения некоторых проблем геологии докембрия Украинского щита // Геохимия и рудообразование. Киев: Наук. думка, 1985. Вып. 13.
6. Злобенко И.Ф., Каневский А.Я., Металиди С.В. и др. Коматииты Среднего Побужья // Современные проблемы палеовулканологии. М.: Наука, 1985.
7. Искандерова А.Д. Определение содержания и изотопного состава свинца в карбонатных породах // Радиохимия. 1973. Т. 25.
8. Искандерова А.Д. Разработка метода свинцово-изохронного датирования карбонатных пород и его применение в геохронологии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1970.
9. Каневский А.Я., Лепизов Г.Д., Маринович Б.С., Борисенко Т.С. Гондиты Среднего Побужья // Всесоюз. палеовулкан. симпоз.: Тез. докл. Черкассы, 1981. Ч. 1.
10. Кирилюк В.П., Щербак А.А. Некоторые закономерности состава и структуры побужской мрамор-кальцифировой формации (Украинский щит) // Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Ин-т геологии. 1981.
11. Коломиец Г.Д. Новые данные о протоплатформенном карбонатитовом магматизме Украинского щита // IV регион. петрогр. совещ. по европейской части СССР: Тез. докл. Петрозаводск, 1987.
12. Лазыко Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1975.
13. Лесная И.М., Елисеева Г.Д., Лукашук А.В. Изотопный возраст цирконов из эндербитов Побужья // Геол. журн. 1983. № 5.
14. Половко Н.И., Сироштан Р.Н., Бондарева Н.М. и др. Карбонатные породы Украинского щита, Киев: Наук. думка, 1985. 150 с.
15. Рудник В.А., Соботович Э.В., Искандерова А.Д. Свинцово-свинцовые отношения, как основа периодизации докембрия // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11.
16. Сироштан Р.И., Половко Н.И., Бондарева Н.М. и др. Минералы карбонатных пород Украинского щита, Киев: Наук. думка, 1976.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
<i>Озима М., Игараши Дж.</i> Земные инертные газы: ограничения и выводы об эволюции атмосферы.	5
<i>Азбель И.Я., Толстихин И.Н.</i> Численное моделирование геохроносистем и проблема эволюции Земли	29
<i>Сасаки С., Наказава К.</i> Природа изотопного фракционирования инертных газов Земли. Гидродинамическое фракционирование при диссипации первичной водородно-гелиевой атмосферы	50
<i>Канеока И.</i> Систематика благородных газов во внутренних областях Земли – классификация компонентов благородных газов	67
<i>Пушкарев Ю.Д.</i> Мантийные изотопные корреляции как следствие дифференциального плавления изотопно-гетерогенного субстрата и модель эволюции системы кора–мантия	78
<i>Бибикова Е.В., Вильямс И., Компстон У.</i> Возможности локального изотопного анализа цирконов на ионном микрозонде в расшифровке ранней истории Земли (на примере новопавловского комплекса Украинского щита).	85
<i>Львов А.Б., Богомолов Е.С., Левченко О.А., Неймарк Л.А., Иванова Л.А., Овчинникова Г.В., Яковлева С.С., Левский Л.К.</i> Геолого-геохронологическое изучение ганальского комплекса Камчатки.	103
<i>Плюсин Г.С.</i> Изотопы стронция как критерий мантийной или коровой природы кислых расплавов	119
<i>Масловская М.Н., Егоров К.Н., Колосницына Т.И., Секерин А.П., Владимиров Б.М., Брандт С.Б.</i> Геохронология и геология кимберлитов Сибири.	131
<i>Покровский Б.Г., Виноградов В.И.</i> Изотопные исследования щелочных пород Средней и Западной Сибири.	144
<i>Минеев С.Д., Гриненко В.А.</i> Природа серы эффузивных пород Камчатско-Курило-Японской островной дуги	159
<i>Друбецкой Е.Р., Матуков Д.И., Лохов К.И., Левский Л.К.</i> Благородные газы и летучие в минералах некоторых метаморфических пород: поиск мантийного компонента.	167
<i>Лохов К.И., Морозова И.М., Левский Л.К.</i> Масс-спектрометрические исследования летучих в породах экзоконтакта щелочно-основной интрузии.	177
<i>Вада Х.</i> Метод анализа стабильных изотопов для ультрамалых количеств CO_2 и его применение к изучению микромасштабной изотопной зональности в кристаллах кальцита и графита в мраморе	192
<i>Карпенко М.И., Иваненко В.В.</i> Лазерный вариант метода ^{39}Ar - ^{40}Ar и его новые возможности	199
<i>Поляков В.Б.</i> Метод изотопических чисел связей (математическое обоснование, новые результаты)	204
<i>Загнитко В.Н.</i> Изотопная геохимия карбонатных пород Среднего Побужья (Украинский щит).	211

CONTENT

Preface	3
<i>Ozima M., Igarashi G.</i> Terrestrial noble gases: Constraints and implications on atmospheric evolution	5
<i>Azbel I.Ya., Tolstikhin I.N.</i> Numerical modelling of the Earth's evolution	29
<i>Sasaki S., Nakazawa K.</i> Origin of isotopic fractionation of terrestrial noble gases. Hydrodynamic fractionation during dissipation of the primordial H ₂ -He atmosphere . . .	50
<i>Kaneoka I.</i> Noble gas systematics in the Earth's interior: Classification of noble gas components	67
<i>Pushkarev Yu.D.</i> Mantle Isotopic Correlations as a consequence of disbalanced partial melting of isotope-heterogeneous substate and the model of the crust-mantle system evolution	78
<i>Bibikova E.V., Williams I., Compston W.</i> Ion microprobe isotopic analysis of zircons in recognition of the early history of the Earth (on example of Novopavlovsk complex, Ukrainian Shield)	85
<i>L'vov A.B., Bogomolov Ye.S., Levchenkov O.A., Neymark L.A., Ivanova L.A., Ovchinnikova G.V., Yakovleva S.S., Levsky L.K.</i> Geologic-geochronological study of the ganalsky complex of Kamchatka.	103
<i>Plyusnin G.S.</i> Strontium isotopes as a criterion of the mantle or crustal nature of the acid melts	119
<i>Maslovskaya M.N., Yegorov K.N., Kolosnitsyna T.I., Sekerin A.P., Vladimirov B.M., Brandt S.B.</i> Geochronology and geology of Siberian kimberlites	131
<i>Pokrovskiy B.G., Vinogradov V.I.</i> Isotope investigations of alkali rocks from Middle and West Siberia.	144
<i>Mineyev S.D., Grinenko V.A.</i> The nature of sulphur from effusive rocks of Kamchatka-Kuril-Japan Island arc.	159
<i>Drubetskoy E.R., Matukov D.I., Lokhov K.I., Levsky L.K.</i> Noble gases and volatiles in minerals from some metamorphic rocks: search of mantle component	167
<i>Lokhov K.I., Morozova I.M., Levsky L.K.</i> Mass-spectrometry investigation of volatile components exocontact zone of the alkaline-ultramafic intrusion	177
<i>Wada H.</i> Analytical method of stable isotope for ultra-small amounts of carbon dioxide and its application to the microscale isotopic zoning in calcite and graphite crystals in marble	192
<i>Karpenko M.I., Ivanenko V.V.</i> ³⁹ Ar- ⁴⁰ Ar laser technique und its new possibilities . .	199
<i>Polyakov V.B.</i> Isotopic band numbers method	204
<i>Zagnitko V.N.</i> Isotope geochemistry of carbonate rock from Pobujie, Ukrainian shield.	211

Научное издание

**ИЗОТОПНАЯ
ГЕОХИМИЯ
И КОСМОХИМИЯ**

*Утверждено к печати
Институтом геохимии
и аналитической химии
им. В.И. Вернадского*

Художественный редактор
В.В. Алексеев

Технический редактор
И.И. Джиева

Корректор
Л.А. Агеева

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39899

Подписано к печати 06.02.90. Т — 01421
Формат 60 X 90¹ / ₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,0
Усл.кр.-отт. 14,3. Уч.-издл. 16,8
Тираж 600 экз. Тип. зак. 2261
Цена 3 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 p. 40 к.

