

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ЭВОЛЮЦИЯ
СИСТЕМЫ
КОРА-МАНТИЯ



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Ордена Ленина и ордена Октябрьской революции
Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского

ЭВОЛЮЦИЯ СИСТЕМЫ КОРА-МАНТИЯ

Ответственный редактор
доктор химических наук
Ю.А. ШУКОЛЮКОВ

4553



МОСКВА "НАУКА"
1986



Эволюция системы кора-мантия. М.: Наука, 1986.

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

Рецензенты:

М.С. Марков, Л.В. Дмитриев

Л.К. Левский, И.М. Морозова

К ВОПРОСУ О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В ПРОТОЗЕМНОМ ВЕЩЕСТВЕ

Исследование распространенности изотопов благородных газов в протоземном веществе способствует разрешению ряда проблем космохимии и геохимии.

Уточнение данных, касающихся относительной атомной распространенности и в еще большей степени изотопного состава благородных газов в исходном для Земли веществе, ограничивает выбор возможных объектов, "претендующих" на роль протоземного вещества, что необходимо для построения адекватных космических моделей Земли. Эти данные также необходимы как основа для развития изотопной геохимии благородных газов.

Имеющиеся в нашем распоряжении космические и геохимические данные позволяют сделать некоторые оценки относительной атомной распространенности благородных газов в протоземном веществе. В настоящем сообщении мы хотим обратить внимание на оценку отношения He/Ne .

Из рассмотрения всей совокупности имеющихся космических данных можно прийти к выводу о наличии по крайней мере двух характерных зависимостей, отвечающих относительной распространенности благородных газов. Если сохранять классическую терминологию, то одна называется космической, или солнечной, другая — планетарной.

Данные о солнечной, или космической, распространенности изотопов вообще и изотопов благородных газов, в частности, имеют наиболее фундаментальное значение.

Мы располагаем тремя основными источниками информации:

- а) распространенность элементов на Солнце, полученная спектральными методами, включая интерполированные данные для благородных газов;
- б) распространенность изотопов в современном солнечном ветре, исследуемая методом фольг;
- в) прямые измерения распространенности изотопов благородных газов солнечного происхождения в метеоритах (ахондритах и богатых газами хондритах) и лунном реголите.

Все указанные выше методы дают в целом совпадающие в пределах порядка 2—3 результаты. Наблюдаемые вариации можно объяснить неидеальностью детекторов (насыщение и, как следствие, потеря газов), возможным изменением атомных и изотопных отношений во времени и т.д.

Происхождение изотопов благородных газов, относительная распространенность которых отвечает космической кривой (рис. 1), представляется в значительной степени понятным; оно описывается в рамках процессов нуклеосинтеза [3, 4].

Этого нельзя сказать о кривой планетарной распространенности. Сам термин возник не столько в ходе изучения распространенности благородных газов в планетах, сколько при изучении вещества метеоритов, в основном углистых хондритов (см. рис. 1). Последние, как предполагается некоторыми исследователями до настоящего времени, являются источником благородных газов для планет, включая Землю.

Точный механизм преобразования солнечной распространенности в планетарную остается неясным и дискуссионным.

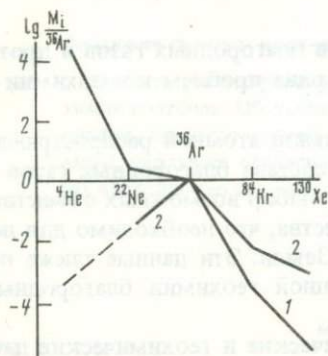


Рис. 1. Относительная распространенность изотопов благородных газов

1 — космическая (солнечная) распространенность; 2 — планетарная распространенность, типичная для углистых хондритов; $M_i/^{36}\text{Ar}$ — отношение масс изотопов

Может обсуждаться следующая альтернатива: либо образование планетарной структуры до захвата газов твердым веществом, либо фракционирование при захвате. Маловероятным представляется преобразование кривой космической распространенности в планетарную путем преимущественной диффузии легких газов из твердого тела. Исходная концентрация гелия в этом случае превосходит число атомов минерала "хозяина".

Так или иначе, планетарная структура атомной распространенности газов возникла на одном из этапов конденсации вещества. Последующая дегазация этого вещества, включенного сначала в объекты малых размеров, а затем в планеты, привела к современному содержанию благородных газов в атмосфере Земли и других планет земной группы. Такова планетозимальная схема происхождения благородных газов на планетах. Она не исключает сохранения некоторой доли первичных газов в твердой Земле. Заметим, что если пренебречь локальными эффектами фракционирования, изотопные составы газов в атмосфере и твердой Земле должны быть близкими с точностью до параметров, определяющих гетерогенность исходного состава Земли.

После дегазации твердой Земли в атмосфере установилась определенная элементная структура газов, которая уже не менялась. Это, однако, не относится к величине $^4\text{He}/^{22}\text{Ne} \equiv A$, так как в силу диссипации гелия из атмосферы значение величины A уменьшается существенно, необратимо и неконтролируемо за время от момента образования планеты. Исходная первичная величина отношения $^4\text{He}/^{22}\text{Ne}$ и будет предметом последующего обсуждения. Необходимо иметь в виду два положения. Величина A является именно исходной, свойственной протоземному веществу; по мере эволюции планеты она, с одной стороны, уменьшается за счет диссипации гелия, с другой стороны — увеличивается за счет накопления радиогенного

гелия. Отношение ${}^4\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ следует, по нашему мнению, предпочесть обычно используемому отношению ${}^4\text{Ne}/{}^{20}\text{Ne}$, так как величина отношения ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ варьирует в пределах от 13,7 до 0, и это последнее значение заставляет предпочесть именно ${}^{22}\text{Ne}$ в качестве нормирующего изотопа. Окончательно, значение A можно предварительно ограничить следующими пределами: верхним — 9000, определяемым кривой космической распространённости, нижним — 30, определяемым отношением ${}^4\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ в атмосфере. Конечно, последнее значение вряд ли можно считать строгим пределом, учитывая вышесказанное о достаточности произвольной вариации величины A в процессе развития планеты.

Попытаемся снизить верхний предел для A , используя новые геохимические данные для отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ (и частично ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$) для мантийных образцов, а также данные для отношения ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$ в атмосфере.

Зададимся сначала величиной первичного отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ для Земли. Исходя из совокупности космохимических данных можно заключить, что эта величина должна быть расположена в интервале от $1 \cdot 10^{-4}$ до $4 \cdot 10^{-4}$. Второе значение характерно для современного солнечного ветра [5], и сомнительно, чтобы оно отражало ситуацию, имевшую место $4,5 \cdot 10^9$ лет назад. С достаточным основанием можно принять, что наряду с локальными вариациями имеет место непрерывный рост величины отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ на Солнце [5, 8] за счет реакции: $\text{D} + n \rightarrow {}^3\text{H} \rightarrow {}^3\text{He}$. В то же время, учитывая существование определенного компонента с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1 \cdot 10^{-4}$ в углистых хондритах [2] и принимая как основополагающую идею общности происхождения вещества солнечной системы, мы должны допустить в качестве исходного для Земли значение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1 \cdot 10^{-4}$.

Однако недавно в алмазах из кимберлитов [7] и базальтах [6] обнаружен гелий с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ до $3,2 \cdot 10^{-4}$. Как можно устранить этот парадокс?

Если исключить экзотические источники ${}^3\text{He}$ в Земле, то следует допустить, что избыточный ${}^3\text{He}$ имеет космогенную природу и был образован путем облучения галактическими и (или) солнечными космическими лучами протоземного вещества. Более того, это облучение должно было произойти при определенных размерах протоземных объектов. Первичная пыль — малоэффективный коллектор космогенных изотопов, так как при характерном размере пылинок (< 1 мкм) образующиеся изотопы не удерживаются пылинками. С другой стороны, объекты километровых размеров также неэффективны, поскольку глубина проникновения космического излучения не превышает ~ 1 метра.

Воспользуемся для оценки возможного (и в то же время необходимого!) вклада космогенного ${}^3\text{He}$ другими изотопными отношениями, в частности отношением ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne}$. На основании возможного изменения этой величины — весьма чувствительного индикатора уровня космических эффектов — можно оценить и вклад космогенного ${}^3\text{He}$. Атмосферное значение ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} = 0,029$. Какую величину следует приписать первичному отношению этих изотопов, если учесть гипотетическую космогенную добавку ${}^{21}\text{Ne}$? Используем для оценки космохимические данные, в частности представления о гетерогенной по изотопному составу первичной солнечной системе [1]. Основной солнечный компонент в рассматриваемой модели характеризуется следующими значениями: ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} = 13,7$ и

$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0,031$, а экзотический компонент — $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} \cong ^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} \cong 0$.

Полагая, что земной неон является смесью указанных компонентов, находим для него: $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne} = 0,022$. Близкий результат можно получить и в рамках модели фракционирования исходного солнечного резервуара, так как прямые смешения и фракционирования практически совпадают.

Таким образом, максимальный вклад космогенного ^{21}Ne составляет $\leq 25\%$. Подчеркнем, что это максимальное значение, так как не учитывается вклад за счет ядерных реакций в твердой Земле, которые могут привести

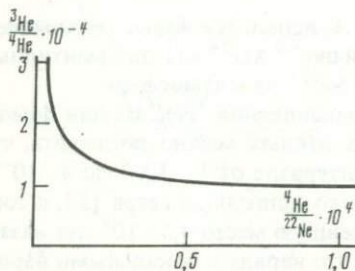


Рис. 2. Зависимость величины $^3\text{He}_{\text{перв}} + ^3\text{He}_{\text{космог}}/^4\text{He}_{\text{перв}}$ от принятого для протоземного вещества отношения $^4\text{He}/^{22}\text{Ne}$

к абсолютному и относительному обогащению атмосферного неона изотопом ^{21}Ne .

Величина отношения $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ в реакциях спалляции равна примерно 5 как для хондритов, так и для ахондритов. Скорее всего, однако, эпизод облучения протоземного вещества имел место на уровне хондритов, так как последующая "ахондритизация" (потеря летучих) происходила в сравнительно крупных объектах, а малая эффективность последних с точки зрения накопления космогенных изотопов отмечена выше. Разумеется, наряду с ^3He и ^{21}Ne , образуются ^4He ($^3\text{He}/^4\text{He} = 0,25$) и ^{22}Ne ($^{21}\text{Ne} \cong ^{22}\text{Ne}$), но это обстоятельство не может изменить последующих выводов.

Несложные расчеты, которые иллюстрируются рис. 2, дают величину $^3\text{He}_{\text{перв}} + ^3\text{He}_{\text{космог}}/^4\text{He}$ в протоземном веществе в зависимости от принятого отношения $^4\text{He}/^{22}\text{Ne}$ в том же веществе.

Для максимального измеренного значения $^3\text{He}/^4\text{He} = 3,2 \cdot 10^{-4}$ [7] отношение $^4\text{He}/^{22}\text{Ne} \leq 300$ или значение более привычного отношения $^4\text{He}/^{20}\text{Ne} \leq 20$, что намного меньше нередко принимаемой для расчетов величины $\sim 400-500$.

Расхождение этих значений можно, казалось бы, уменьшить, если принять гетерогенную модель Земли и считать, что значительный вклад при формировании планеты обеспечили железные метеориты, существовавшие отдельно от силикатного компонента в виде объектов сантиметровых и метровых размеров.

Спалляционное отношение $^3\text{He}/^{21}\text{Ne}$ для железных метеоритов при средних энергиях облучения составляет ~ 100 , т.е. верхний предел для A можно было бы поднять до 6000, но это — формальная оценка.

В настоящее время обнаружен только один железный метеорит (Вашингтон-Каунти), в котором надежно идентифицируются первичные благородные газы, т.е. в общем случае после дегазации вещества мы обнаружили бы в атмосфере (и твердой Земле) только космогенные изотопы гелия,

неона и других благородных газов, что находится в явном противоречии с фактами.

Следует, очевидно, манипулировать с композицией, содержащей железные метеориты — носители первичных изотопов. Некоторые оценки приводят в этом случае к уменьшению максимального значения A до ~ 100 . Видимо, подобные оценки преждевременны и нелогичны.

Отметим еще одно немаловажное обстоятельство. При вычислении максимального значения ${}^4\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$ максимальное измеренное значение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ принималось отвечающим исходному (первичному) значению, что справедливо только в том случае, если газ с подобным отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ не соприкасался сколько-нибудь заметное время с породами, содержащими уран и (или) не имел примеси радиогенного гелия за все время жизни планеты или по крайней мере за несколько миллиардов лет. Следствием того и другого будет уменьшение измеренного значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ относительно исходного, что приведет к уменьшению верхней границы для A .

"Невинность" первичного гелия представляется безупречной, если учесть соответствующие данные для аргона.

Отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ для образцов нижней мантии изменяется в пределах 300—400 [6, 9] (что касается значений < 300 , то они требуют дополнительного подтверждения). Конечно, близость отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ для образцов, представляющих нижнюю (недеплетированную?) мантию, к соответствующей величине для атмосферного аргона требует объяснения. Возможны следующие варианты:

а) неконтролируемая примесь атмосферного аргона за время пробоподготовки или в течение анализа;

б) существенная примесь аргона атмосферы за счет субдукции осадочных пород в нижнюю мантию;

в) случайное начальное значение отношения $\text{K}/{}^{36}\text{Ar}$, которое приводит к мантийному значению ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 300$ за время $4,5 \cdot 10^9$ лет.

Итак, на основании имеющихся экспериментальных данных можно сказать, что $({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_{\text{мантия}} \geq ({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_{\text{перв}}$. Точное значение последнего отношения неизвестно, но оно вряд ли превосходит 1.

В случае справедливости последнего из перечисленных выше предположений следует принять, что и первоначальное отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ будет неизбежно искажено (уменьшено) за счет примеси радиогенного гелия. Уран, калий, аргон и гелий являются, хотя и в разной степени, несомственными элементами, т.е. имеют сходное поведение в процессе деплетации мантии. Можно ожидать, что отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ будет в меньшей степени искажаться по сравнению с отношением ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ за счет более высокой концентрации ${}^4\text{He}$ относительно ${}^{36}\text{Ar}$ (и тем более ${}^{40}\text{Ar}$), однако изменение первичного отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ из-за примеси радиогенного гелия на фактор ~ 2 вполне возможно. Следует заметить, что здесь действует обратная связь: чем более существенной является примесь космогенного ${}^3\text{He}$, тем более низким должно быть отношение ${}^4\text{He}/{}^{22}\text{Ne}$ (или ${}^4\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$) в прохоземном веществе, тем ошутимее примесь радиогенного гелия.

Новые умножающиеся данные, указывающие на присутствие в твердой Земле гелия с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, превышающим первичное значение,

требуют объяснения, так как в противном случае геохимия изотопов гелия и многие выводы, следующие из нее, ставятся под сомнение.

В данной работе предлагается объяснение избытка ^3He за счет космического облучения протоземного вещества. Время и обстоятельства облучения жестко лимитируются, хотя использование представлений о гетерогенной аккреции Земли делает ограничения не столь жесткими.

Отношение $^4\text{He}/^{22}\text{Ne}$ в протоземном веществе меньше (и вероятнее всего, значительно меньше) величины соответствующей космической распространенности этих изотопов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Левский Л.К. Изотопы инертных газов в изотопно-гетерогенной Солнечной системе. — Геохимия, 1982, № 7, с. 933–935.
2. Anders E., Heymann D., Masor E. Isotopic composition of primordial helium in carbonaceous chondrites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, p. 127.
3. Anders E., Ebihara M. Solar-system abundances of the elements. — Geochim. et cosmochim. acta, 1982, vol. 46, p. 2363.
4. Burbidge E.M., Burbidge G.R., Fowler W.A., Hoyle F. Synthesis of elements in stars. — Rev. Mod. Phys., 1957, vol. 29, p. 547.
5. Geiss J. Processes affecting abundances in the solar wind space. — Sci. Rev., 1982, vol. 33, p. 201.
6. Hogen L., Hart R., Dymond J. Three component mixing of helium and argon isotopes in the continental crust. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1982, vol. 63, p. 1144.
7. Ozima M., Zashu S. Primitive helium in diamonds. — Science, 1983, vol. 219, p. 1067.
8. Schatzman E. et al. Stellar evolution with turbulent diffusion mixing. — Astron. and Astrophys., 1981, vol. 96, p. 1.
9. Thompson D.P., Basu A.R., Hennecke E.W., Manuel O.K. Noble gases in the Earth's mantle. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1978, vol. 17, N 2, p. 98–107.

УДК 550.93

А.Б. Верховский, Е.К. Юргина, Ю.А. Шуколюков

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Ar И ЭЛЕМЕНТНАЯ РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ БЛАГОРОДНЫХ ГАЗОВ В МАНТИЙНЫХ РЕЗЕРВУАРАХ

Изучение изотопных систем в породах и минералах мантийного происхождения привело исследователей к идее неоднородного строения мантии, к выделению несмешивающихся ее частей (слоев) с различной геохимической историей. Такое деление было произведено на основании Rb—Sr, Sm—Nd и U—Pb изотопной систематики, а также по изотопному составу He и Ar. Выделяют мантию, являющуюся источником толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), или обедненный литофильными элементами резервуар, который в дальнейшем будем называть мантийным резервуаром типа M, и более глубоко расположенную мантию, являющуюся источником щелочных базальтов (P-базальтов), или необедненный резервуар, проявляющийся в так называемых "горячих точках", который в дальнейшем будем называть мантийным резервуаром типа P (Plum).

Общий диапазон изменения изотопного состава He и Ar в глубинных породах и минералах составляет несколько порядков величины для каждого из этих элементов (от $n \cdot 10^{-7}$ до $3 \cdot 10^{-4}$ для отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и от 300 до 25000 для отношения ${}^40\text{Ar}/{}^36\text{Ar}$). Однако не все эти изменения можно связать с существованием различных мантийных резервуаров. Так, например, влияние корового материала и газов атмосферы может также быть причиной значительных вариаций изотопного состава He и Ar в глубинных породах. Поэтому важной задачей при выделении мантийных резервуаров на основании данных по благодарным газам является получение истинных изотопных характеристик для "чистого" резервуара.

В настоящей работе такая задача решается на основании элементной распространенности благородных газов в глубинных породах.

Изотопный состав He и Ar в базальтах срединно-океанических хребтов и *P*-базальтах

Гелий. Первые исследования изотопного состава He в гидротермах Курило-Камчатской вулканической зоны и Исландии показали широкий диапазон изменения отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ от $n \cdot 10^{-6}$ до $3 \cdot 10^{-5}$ [5, 7, 26]. В качестве величины соответствующей мантии было взято значение $\sim 3 \cdot 10^{-5}$ как максимальное, при этом все более низкие отношения по сравнению с этим максимальным значением объяснялись примесью корового гелия с отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx 2 \cdot 10^{-8}$ [8].

Изучение гелия в толеитовых базальтах срединно-океанических хребтов, главным образом в их стекловатых корочках, обнаружило удивительное постоянство его изотопного состава для образцов, взятых из различных районов мира, характеризующееся величиной ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx (1,2 \pm 0,2) \cdot 10^{-5}$ [1, 6, 10, 19, 21]. Исследование гелия, растворенного в океанской воде в районах срединных хребтов и на значительном удалении от них, показало, что через океаническую кору проходит поток мантийного гелия с изотопным составом, в точности отвечающим среднему значению, установленному для базальтов MORB [11]. Эти данные позволили указанные изотопные отношения гелия приписать верхней мантии, являющейся источником базальтового магматизма срединно-океанических хребтов, т.е. мантийному резервуару типа *M*. Примерно такие же значения изотопного отношения He фиксируются и в других геотектонических ситуациях — зонах субдукции (Камчатка, Курильские острова [5], Япония [24], Новая Зеландия [27]), для которых, таким образом, также обнаруживается непосредственная связь с резервуаром типа *M*.

На фоне такого однородного изотопного состава He в отдельных районах наблюдаются значительно более высокие значения отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ — до $(2-5) \cdot 10^{-5}$. Это отмечено в некоторых "горячих точках" Земли: на океанических островах (Гавайи, Исландия, Самоа) и на континенте (Йеллоустон, Эфиопский рифт) [22]. Предполагается, что источником вещества "горячих точек" является мантийный резервуар типа *P*, отличающийся от типа *M* более высоким отношением ${}^3\text{He}/\text{U} + \text{Th}$.

Аргон. Различие в изотопном составе Ar двух мантийных резервуаров соответствует гелиевому. В стеклах MORB, несмотря на широкий диапазон

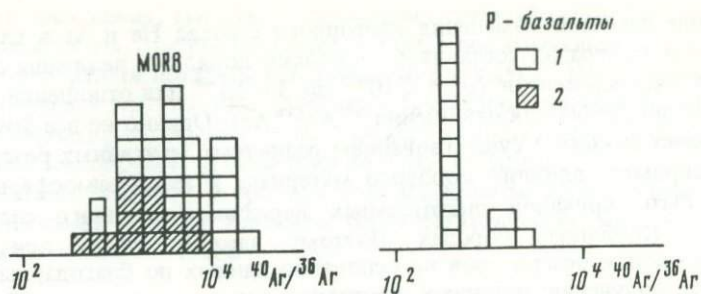


Рис. 1. Гистограмма распределения отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в MORB и P-базальтах
1 — литературные данные; 2 — данные авторов

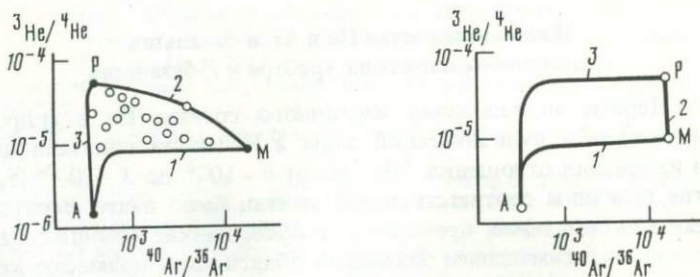


Рис. 2. Изотопный состав He и Ar мантийных резервуаров (P и M) и атмосферы (A)
1—3 — линии смешения компонентов (кружки — базальты) по [18]

Рис. 3. Предполагаемый изотопный состав He и Ar мантийных резервуаров
Условные обозначения те же, что и на рис. 2

изменения, отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в целом значимо выше, чем в щелочных и толеитовых базальтах океанических островов и ультраосновных включениях в них (рис. 1). Наблюдается связь между изотопным составом He и Ar, заключающаяся в том, что более радиогенному гелию типа M соответствует более радиогенный Ar и, наоборот, в типе P, где He менее радиогенный, Ar более атмосферный (рис. 2). Таким образом, сделанный вывод о существовании недегазированной мантии (типа P) приобретает еще больший вес.

Тем не менее несмотря на всю привлекательность такого построения, существует иная интерпретация экспериментальных данных, по крайней мере с формальной точки зрения. Имеется существенное различие в геохимии He, с одной стороны, и Ar (а также и других благородных газов) — с другой, заключающееся в том, что He диссипирует из атмосферы, вследствие чего его концентрация в ней чрезвычайно низка. Поэтому контаминация глубинных пород атмосферными газами гораздо сильнее сказывается на Ar, чем на He (различие выражается в величинах в несколько порядков). Если предположить, что глубинные породы типа P контаминированы атмосферой, то тогда изотопные составы для чистых мантийных

резервуаров (рис. 3) будут несколько отличаться от составов, показанных на рис. 2.

Для того чтобы решить, насколько такое предположение может быть действительно справедливым, рассмотрим одновременно с изотопным составом He и Ar элементные отношения благородных газов.

Элементарная распространенность благородных газов в мантийных резервуарах

Наиболее информативными при рассмотрении вопроса о контаминации атмосферой являются отношения He к какому-либо другому благородному газу, так как именно они очень сильно (на несколько порядков) изменяются при переходе от атмосферы к мантии. Так, например, отношения ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ и ${}^4\text{He}/{}^{132}\text{Xe}$ на пять порядков больше в мантии, чем в атмосфере [2].

Прежде всего при оценке элементных отношений необходимо учитывать возможное фракционирование, которое происходит при потере газов породами и при захвате газов кристаллизующимися минералами [3]. Последний процесс чаще всего реализуется в стеклах базальтов, содержащих, как известно, только избыточные газы. Для учета фракционирования, как это предлагалось нами раньше [3, 4], необходимо сопоставлять отношения нерадиогенных изотопов и соответствующих радиогенных. Такое сопоставление для He и Ar приведено на рис. 4. Экспериментальные точки образуют некоторую область, в которой их положение определяется одновременным действием двух факторов: элементарным фракционированием, которое в этих координатах будет выражаться прямыми линиями, проходящими под углом 45° , и смещением газов мантийного и атмосферного резервуаров. Для отношения ${}^4\text{He}/{}^{\text{Ar}}$ в мантийном резервуаре принята область от 0,5 до 2. Величина отношения ${}^3\text{He}/{}^{\text{Ar}}$ определена по пересечению самой правой линии фракционирования с указанной областью отношения ${}^4\text{He}/{}^{\text{Ar}}$. Следует отметить, что отношения ${}^4\text{He}/{}^{\text{Ar}}$ в мантийных резервуарах обоих типов (*P* и *M*) не должны сильно отличаться [17]. При построении графика (см. рис. 4) использовались данные, полученные для стекла MORB с отношениями ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} \geq 1000$, и все данные для пород и минералов с отношениями ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \geq 1,6 \cdot 10^{-5}$, представляющих резервуар типа *P*. Можно видеть, что область *P*-базальтов располагается левее области MORB, хотя четкой границы между ними нет. Это происходит потому, что имеется различие в изотопном составе Ar как внутри области MORB (отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ меняется от 1000 до 25 000), так и области *P*, где отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ меняется от 300 до 2300.

Вдоль линии смещения атмосферного и мантийного резервуаров одновременно с уменьшением отношения ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ происходит уменьшение отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$. Точка пересечения линий фракционирования и смещения определяет, таким образом, отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, которое находится в хорошем соответствии с тем, что реально измерено в этих образцах (см. рис. 4).

Таким образом, более низкому отношению ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ как для пород типа *M*, так и *P* соответствует более низкое отношение ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$, в полном соответствии с представлением о смещении только двух резервуаров:

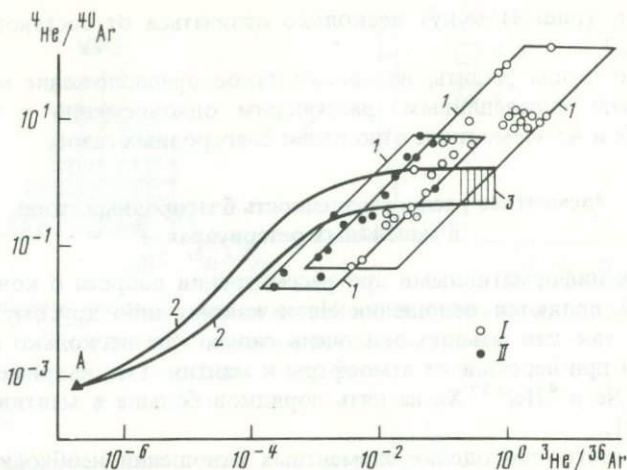


Рис. 4. Элементные отношения радиогенных и нерадиогенных изотопов He и Ar в глубинных породах

I — MORB [10, 17, 21, 24, 26], *II* — *P*-базальты [10, 15–17, 19]; 1 — линии фракционирования; 2 — линии смешения; 3 — область (заштрихована) наименее контаминированных значений для *P* и *M*; А — отношения в атмосфере

атмосферы и мантии типа *M* с высоким отношением $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ — до 25 000. Объяснить более низкое значение отношения $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ в менее дегазированной мантии типа *P* по сравнению с дегазированной типа *M* другим процессом, кроме атмосферной контаминации, трудно и даже невозможно, так как известно, что при дегазации более легкий газ уходит преимущественнее, чем тяжелый.

Одновременно с уменьшением отношений $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ и $^3\text{He}/^{36}\text{Ar}$ происходит уменьшение и других отношений, в частности $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ и $^4\text{He}/^{132}\text{Xe}$ (рис. 5 и 6), что также связано с большей долей атмосферных газов в породах, имеющих своим источником резервуар типа *P*. Следует отметить, что положение линий фракционирования на двух последних графиках менее определено, чем на рис. 4, из-за возможного дополнительного фракционирования между Ar и Ne и Ar и Xe, тем не менее это не может изменить сделанных выводов.

Таким образом, реальное значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мантийном резервуаре типа *P* должно быть гораздо выше измеренного в породах. Можно предполагать, что оно не сильно отличается от такового в мантийном резервуаре типа *M* (к такому же выводу приходит автор работы [13]).

Свидетельством обмена между газами глубинного и атмосферного резервуаров, т.е. открытости системы порода–газ, могут служить также данные по содержанию в них He. Породы, претерпевшие интенсивный обмен с атмосферой, содержат, как правило, меньше гелия, чем избежавшие его (рис. 7).

Скорее всего, атмосферная контаминация происходит в верхних горизонтах коры при подъеме глубинного вещества на поверхность, когда оно находится еще в горячем состоянии. Здесь, возможно, есть некоторая аналогия с теми закономерностями, которые наблюдаются в содержании:

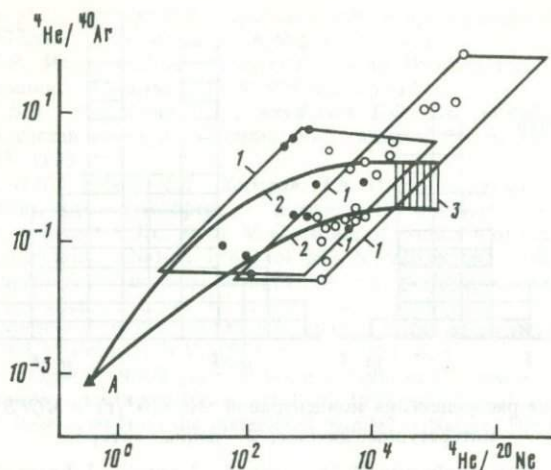


Рис. 5. Элементные отношения He, Ar и Ne в глубинных породах
Условные обозначения те же, что и на рис. 4

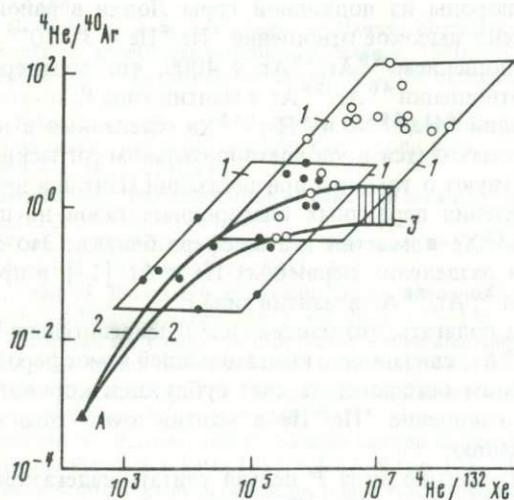


Рис. 6. Элементные отношения He, Ar и Xe в глубинных породах
Условные обозначения те же, что и на рис. 4

газов в стекле и раскристаллизованной части базальтов: последние всегда сильно контаминированы атмосферными газами морской воды [12, 21], тогда как наиболее радиогенные благородные газы содержатся в газожидких включениях в стекловатой части базальтов [23]. Благородные газы, растворенные в самом стекле, также обмениваются с водой и имеют поэтому более низкое отношение $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, чем в газожидких включениях. Возможно, что только в газожидких включениях изотопные характеристики газов мантийного резервуара могут сохраняться в неизменном виде. Поэтому низкие отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ в мегакристах и полнокри-

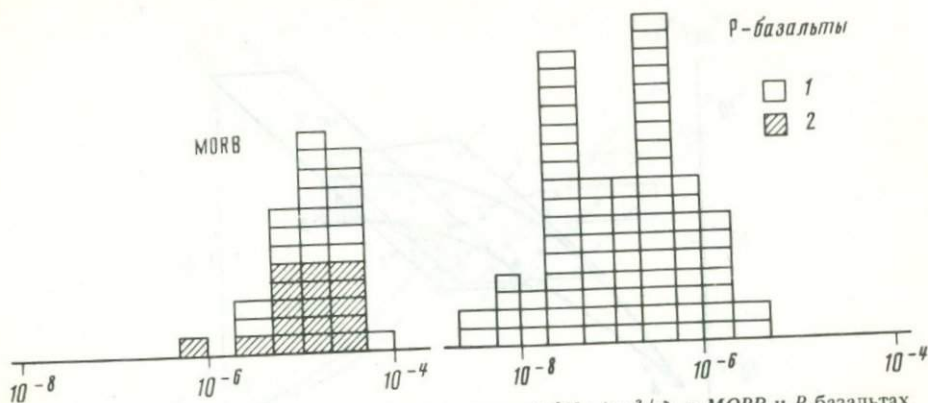


Рис. 7. Гистограммы распределения концентраций ${}^4\text{He}$ ($\text{см}^3/\text{г}$) в MORB и P-базальтах
1 – литературные данные; 2 – данные авторов

таплических породах, происходящих из мантии типа P, возможно, есть следствие отсутствия газовой-жидких включений в них. Так, в образце дунита основной породы из подводной горы Лойхи в районе Гавайских островов обнаружено высокое отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 3 \cdot 10^{-5}$ одновременно с высоким отношением ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 4000$, что подтверждает вывод о более высоком отношении ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ в мантии типа P.

Оценки отношений ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ и ${}^4\text{He}/{}^{132}\text{Xe}$, сделанные в настоящей работе и раньше [2], находятся в удовлетворительном согласии. Полученные данные свидетельствуют о том, что при дегазации мантии в целом сильного элементного разделения первичных благородных газов не происходит – отношения ${}^{20}\text{Ne}/{}^{132}\text{Xe}$ в мантии и атмосфере близки. Это противоречит выводу о сильном разделении первичных He и Ar [17] в предположении низкого отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ в мантии типа P.

Можно было бы полагать, что мантия типа P действительно имеет низкое отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$, связанное с контаминацией атмосферой, но не на поверхности, а в самом источнике за счет субдукции корового материала. Однако высокое отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в мантии этого типа противоречит такому предположению.

Таким образом, мантию типа P нельзя считать недегазированной. Оба мантийных резервуара (типа M и P) испытали существенную дегазацию, потеряв большую часть содержащихся в них первичных газов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ануфриев Г.С., Крылов А.Я., Болтенков Б.С. Реликтовые инертные газы в породах дна океанов. – Докл. АН СССР, 1978, 241, № 6, с. 1424–1427.
2. Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А. Элементные и изотопные отношения ювенильных благородных газов. – Геохимия, 1983, № 11, с. 1559–1566.
3. Верховский А.Б., Магуков Д.И., Кириозова Т.И., Шуколюков Ю.А. Неон и ксенон в бериллах. – Геохимия, 1983, № 2, с. 252–263.
4. Верховский А.Б. Изотопный состав Ne и отношение ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ в мантии Земли. – В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях развития Земли. М.: Наука, 1983, с. 229–241.

5. Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др. Компоненты верхней мантии в газах Камчатки. — Геохимия, 1976, № 5, с. 682–695.
6. Крылов А.Я., Мамырин Б.А., Хабарин В.Л. и др. Изотопы гелия в коренных породах дна океанов. — Геохимия, 1974, № 8, с. 1224–1226.
7. Мамырин Б.А., Толстухин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. — Докл. АН СССР, 1969, 184, № 5, с. 1197–1199.
8. Толстухин И.Н., Азбель И.Я., Хабарин Л.В. Изотопы легких инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере. — Геохимия, 1975, № 5, с. 653–666.
9. Allegre C.J., Staudacher Th., Sorda N. Constrain of evolution of the Earth mantle from rare gases systematics. — Nature, 1983, vol. 303, N 5920, p. 762–766.
10. Craig H., Lupton J.E. Primordial neon, helium and hydrogen in oceanic basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, p. 369–385.
11. Craig H., Lupton J.E. Helium and mantle volatiles in the ocean and the oceanic crust. — In: The sea/Ed. C. Emiliani. N.Y., 1981, vol. 7, p. 391–428.
12. Dymond J., Hogan L. Noble gas abundance patterns in deep-sea basalts-primordial gases from the mantle. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, N 1, p. 131–139.
13. Fisher D.E. Rare gases from the undepleted mantle? — Nature, 1983, vol. 305, p. 298–300.
14. Hurt R., Dymond J., Hogan L., Shilling J.G. Mantle plume noble gas components in glassybasalts from Reykjanes Ridge. — Nature, 1983, vol. 305, p. 403–407.
15. Kaneoka J., Takaoka N. Excess ^{129}Xe and high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in olivine phenocrysts of Kapuho lava and xenolithic dunites from Hawaii. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 39, p. 382–386.
16. Kaneoka J., Takaoka N. Rare gas isotopes in Hawaii ultramafic nodules and volcanic rocks: constraints on genetic relationships. — Science, 1980, vol. 208, p. 1366–1368.
17. Kaneoka J. Noble gas constraints on the layered structure of the mantle. — Nature, 1983, vol. 302, p. 698–700.
18. Kaneoka J., Takaoka N., Clague D.A. Noble gas systematics for coexisting glass and olivine crystals in basalts and dunit xenoliths from Loihi Seamount. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 66, p. 427–438.
19. Kurz M.D., Jenkins W.J. The distribution of helium in oceanic basalt glasses. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 53, p. 41–54.
20. Kyser T.K., Rison W. Systematics of rare gas isotopes in basic lavas and ultramafic xenoliths. — Geophys. Res., 1982, vol. 87, p. 5611–5630.
21. Lupton J.E., Craig H. Excess ^3He in oceanic basalts: Evidence for terrestrial primordial helium. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 133–139.
22. Lupton J.E. Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1983, vol. 11, p. 371–414.
23. Marty B., Zashu S., Ozima M. Two noble gas components in a Middle-Atlantic Ridge basalt. — Nature, 1983, vol. 302, p. 238–240.
24. Nagao K., Takaoka N., Matsubayashi O. Rare gas isotopic composition in natural gases of Japan. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 53, N 1, p. 175–188.
25. Ozima M., Zashu S. Noble gases in submarine pillow volcanic glasses. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 62, p. 24–40.
26. Polak B.G., Kononov V.I., Tolstikhin I.N. et al. The helium isotopes in thermal fluids. — In: Thermal and chemical problems of thermal waters/Ed. A.T. Jonson. Grenoble, 1975, p. 15–29. (Intern. Assoc. Hydrol. Sci. Publ.; N 119).
27. Torgersen T., Lupton J.E., Sheppard D., Giggenbach W. Helium isotope variations in the thermal areas of New Zealand. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1982, vol. 12, p. 283–298.

Э.М. Прасолов, А.Б. Верховский, Б.Г. Поляк

О ВЕЛИЧИНЕ ОТНОШЕНИЯ ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ рад
В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

В настоящей статье приводится оценка соотношения радиогенных газов He и Ar в современной мантии, полученная не из теоретических модельных расчетов, а по экспериментальным данным.

Знание этого соотношения важно при решении проблем дегазации мантии и эволюции атмосферы, распространенности радиоактивных элементов и энергетики Земли. Кроме того, это соотношение уже более 20 лет используется в качестве геохимического показателя происхождения газов коры, и получение его оценок для мантии, возможно, расширит сферу его применения в газовой геохимии.

Радиогенные газы в любых породах, в любом веществе в момент времени τ образуются в определенном соотношении $R = ({}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar})_{\text{рад}}$, зависящем только от соотношения концентраций радиоактивных элементов и "абсолютного" времени:

$$(R_o)_\tau = f_1(U, \text{Th}, \text{K}, \tau).$$

Для последних трехсот миллионов лет эта величина приближенно определяется уравнением [42]

$$(R_o)_{0,3} \approx 10^4 \cdot \frac{U}{K} \left(3,0 + 0,72 \frac{\text{Th}}{U} \right) \approx 5,2 \cdot 10^4 \cdot \frac{U}{K}$$

и для большинства пород коры составляет 6–7. В геологическом прошлом из-за различий констант распада это отношение было заметно ниже (4 млрд. лет назад, например, в 3 раза). Если вещество существует t лет, то величина R будет определяться уравнением $(R_o)_t = f_2(U, \text{Th}, \text{K}, t)$. Таким будет соотношение в замкнутой системе при отсутствии потерь дочерних продуктов распада. Как известно, горные породы теряют радиогенные газы, причем породы коры теряют He и Ar в разной степени в зависимости от термальной истории пород. Поэтому величина R в породе и в выделившемся из нее газе будет различной. В газе она должна быть выше из-за большей скорости потерь гелия породами.

Реальные значения R в газах и породах коры, влияние различных факторов на его величину рассматривались ранее [12, 34, 41, 42]; при этом отношение R в газах коры составило в среднем 12, в породах — на 1–2 порядка ниже.

Что касается мантии, то получение необходимых наблюдательных данных связано с немалыми трудностями: неоднозначностью диагностики мантийного происхождения объектов, сложностью получения недифференцированных или недегазированных образцов мантийных пород, сильной контаминацией образцов атмосферным Ar и его изотопным фракционированием, возможностью примешивания коровых He и Ar.

Тем не менее оценки соотношения R в мантии (R_M) по экспериментальным данным изучения газов и пород вулканических зон приводились в

4533

работах Вассербурга, Нотона, Фишера, Ануфриева и других исследователей, в том числе и нами [1, 6, 20, 21, 38]. Получен весьма широкий диапазон значений R — от 0,6 до 18. Недостаток большинства этих работ заключается в отсутствии обоснованных объективных критериев мантийности. В качестве такового обычно использовался простой факт присутствия радиогенных газов в продуктах современной вулканической деятельности — в экзальциях или в подводных базальтах. Кроме того, приписывание мантии в целом измеренных частных значений R вряд ли было оправданным при существующем большом диапазоне вариаций.

Теоретические модельные оценки, по-видимому, не менее надежные, чем приведенные выше, в основном определяются принимаемыми для мантии значениями концентраций радиоактивных элементов. Для "когерентной" модели Шварцманом предсказаны значения R от 1,4 до 2,2 [35]. Из модели Толстихина [11] следует, что величина R в современной мантии $\approx 3,8$, а соотношение U/K близко к ахондритовому.

Как видно из сказанного, необходимость получения экспериментальных оценок R_m пока не стала менее настоятельной.

Мы пытались решить эту задачу, используя для исследования разные виды вещества Земли: 1) свободные газы из скважин, в основном газы залежей нефтегазоносных областей; 2) свободные (спонтанно выделяющиеся) газы гидротерм и действующих вулканов рифтовых зон, островных дуг и активных континентальных окраин; 3) молодые вулканические породы. Исследование каждого вида объектов имеет свои достоинства и недостатки.

Изучение газов имеет некоторые преимущества. Во-первых, газы — пробы, обобщенные (усредненные) самой природой. Во-вторых, на элементный и изотопный состав инертных газов в таких образцах фракционирование оказывает, по-видимому, меньшее воздействие, чем в образцах пород. Тем не менее влияние этого явления все же имеет место, особенно в термальных флюидах (вулканогенных и гидротермальных газах). Поэтому следует ожидать, что значения R_m , полученные при изучении газов, будут, скорее всего, величинами, ограничивающими оценку истинной величины этого параметра "сверху". Результаты же непосредственного исследования молодых вулканических пород, напротив, представят оценку R_m "снизу".

Нами были изучены скважинные газы многих районов СССР, в том числе Сахалина и Камчатки, а также газы термальных флюидов Курило-Камчатского региона, Байкальского рифта, Италии, Мексики и Исландии. Результаты измерения частично приведены в работах [5, 6, 10, 33]. Во всех пробах определялись отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ и $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Во многих пробах вулканогенных газов измерялось отношение $^{36}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$, в некоторых — концентрации всех инертных газов; эти характеристики использовались для оценки эффекта фракционирования и введения соответствующей поправки. Кроме того, были учтены опубликованные данные о газах Японии [30], скважинном газе из Нью-Мексико, США [32], а также результаты изучения пород, полученные многими исследователями [1, 12, 18, 19, 22, 23, 26, 34].

Принимались меры для преодоления указанных выше трудностей. В отличие от некоторых других работ здесь мы будем рассматривать

только те образцы газов и пород, для которых получен объективный показатель мантийного происхождения — изотопный состав гелия, и только те пробы, в которых присутствие $Ar_{рад}$ зафиксировано достоверно (где смещения превышали 3σ).

При использовании данных о скважинных газах наибольшие трудности вызывает контаминация мантийных газов радиогенными коровыми. Величина R_K в коровых газах из-за разнообразных температурных условий и соотношений радиоактивных элементов должна изменяться в очень широких пределах. При этом могут иметь место своеобразные соотношения величин ${}^3He/{}^4He$ и R .

Это видно из несложных модельных расчетов. Если рассматривать инертные газы в образце как смесь мантийных и коровых, то величина R_O в образце будет определенным образом взаимосвязана с изотопным составом He :

$$R_O = \frac{H_M - H_K}{(r_M - r_K)H_O + r_K H_M - r_M H_K},$$

где $R = {}^4He/{}^{40}Ar_{рад}$, $r = 1/R$, $H = {}^3He/{}^4He$ (индексы "о", "м", "к" отвечают соответственно газам образца, мантии и коры).

Учитывая, что $H_M/H_K \approx 10^3$, а r_K и r_M одного порядка, можно приближенно (с точностью до 0,001) написать

$$R_O \approx \frac{H_M}{(r_M - r_K)H_O + r_K H_M}.$$

Принимая определенное значение H_M , можно построить набор кривых взаимосвязи R_O и H_O в образцах для разных величин r_M и r_K (рис. 1). Из рассмотрения характера кривых видно, в частности, что широкие вариации величины R_O в образцах с высоким отношением ${}^3He/{}^4He$ естественны и что получить оценку R_M не просто, особенно при использовании единичных измерений. Нужны, по-видимому, какие-то обобщения.

Именно с этой целью мы и воспользуемся всеми имеющимися в нашем распоряжении данными в скважинных газах (рис. 2).

При этом доля ${}^{40}Ar_{рад}$ в образцах рассчитывалась обычным путем в предположении, что весь ${}^{36}Ar$ воздушного происхождения:

$$\left({}^{40}Ar_{рад}/{}^{40}Ar \right)_o^* = 1 - \frac{({}^{40}Ar/{}^{36}Ar)_a}{({}^{40}Ar/{}^{36}Ar)_o},$$

где индексы "а" отвечает атмосфере, "о" — образцу. Истинное значение (так как ${}^{36}Ar$ может иметь и мантийное происхождение) будет несколько выше:

$$\left({}^{40}Ar_{рад}/{}^{40}Ar \right)_o = \left({}^{40}Ar_{рад}/{}^{40}Ar \right)_o^* + \mu \frac{({}^{40}Ar/{}^{36}Ar)_a}{({}^{40}Ar/{}^{36}Ar)_o},$$

где μ — доля мантийного ${}^{36}Ar$ ($\mu \leq 1$).

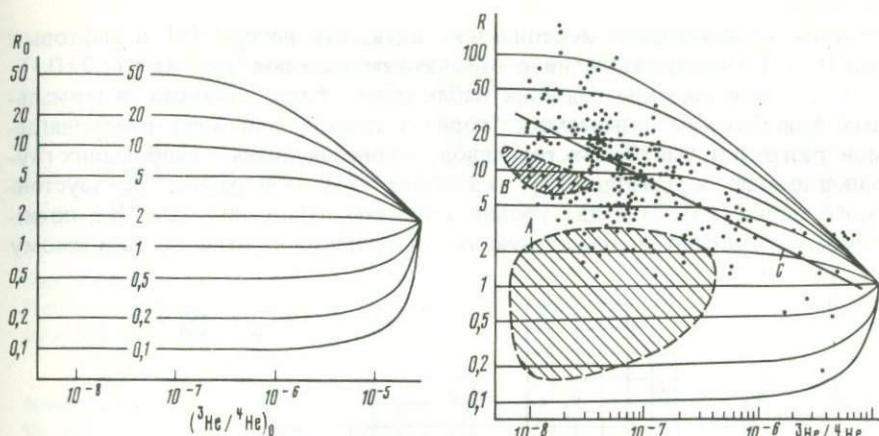


Рис. 1. Расчетные кривые взаимосвязи R_0 и ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ при $R_m = 1,7$, $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_m = 2 \cdot 10^{-5}$ и различных R_k

Рис. 2. Взаимосвязь соотношений R и ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в газах скважин нефтегазоносных областей

A — область рассеяния точек (измерения в горных породах коры [4]); *B* — то же по теоретическим расчетам; приведены расчетные кривые взаимосвязи для $R_m = 1,0$ и $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_m = 1,20 \cdot 10^{-5}$; *C* — линия, аппроксимирующая экспериментальные точки

Величину μ можно оценить, используя иные изотопные показатели. В частности, в подавляющем большинстве образцов с весьма малой долей мантийного гелия, индуцируемой по его изотопному составу, и соответственно с весьма низкой долей мантийного ${}^{40}\text{Ar}$ примесь ${}^{36}\text{Ar}$ такого происхождения не видна на фоне атмосферного ${}^{36}\text{Ar}$. В образцах скважинных газов с высокой долей мантийного гелия отношение ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ низкое (рис. 3). Оно допускает долю мантийного ${}^{36}\text{Ar}$ (μ) $\leq 10\%$. Если учесть, что в этих образцах отношение ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ по крайней мере вдвое превышает атмосферное, то вычисленная нами доля ${}^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, возможно, будет занижена на $\leq 10\%$ и соответственно завышена величина R против истинной. Как будет показано ниже, такая ошибка существенно не исказит полученные выводы.

Исследование 340 залежей свободного газа, находящихся в разных геотектонических и геотермических условиях, показало, что величины R и ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в этих объектах взаимосвязаны (см. рис. 2). Эту связь можно аппроксимировать прямой линией (коэффициент корреляции $r = |-0,52| > r_{\text{крит}}^{0,05}$), что позволяет определить R_m при известном значении $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_m$, однако общепринятой универсальной точной оценки последней величины нет, ясен лишь ее порядок — $n \cdot 10^{-5}$. В большинстве случаев объекты, считающиеся генетически связанными с современной дегазацией мантии, — подводные базальты и гидротермы срединно-океанических хребтов [14, 24, 27, 28] и межконтинентальных рифтов [25, 29], газы вулканов и термоминеральных источников островных дуг [5, 13, 30, 36], активных континентальных окраин [10, 16, 37, 39, 40].

внутриконтинентальных тектонически активных поясов [9] и рифтовых зон [8, 15] — содержат гелий с отношением изотопов ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx (1,2 \pm 0,3) \cdot 10^{-5}$. Более высокие значения наблюдаются лишь локально: в термальных флюидах так называемых "горячих точек", или мест предполагаемой разгрузки мантийных расплавов, поднимающихся с наибольших глубин, а именно: в Исландии [7], на Гавайях [14] и в районе Йеллоустонского парка [16]. Эти два уровня величины отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, по-видимому, отражают вертикальную неоднородность мантии по изотопному

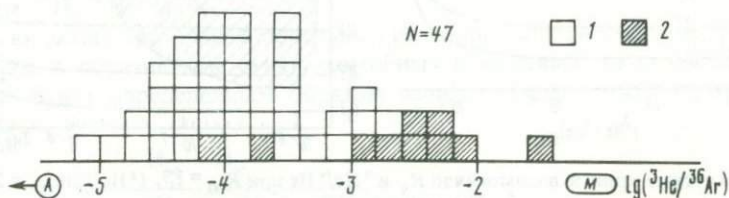


Рис. 3. Распределение значений ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$ в газах при ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 4 \cdot 10^{-6}$

1 — газы гидротермальных источников; 2 — пробы, отобранные в скважинах; отношения ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$: А — в атмосфере ($2,4 \cdot 10^{-7}$), М — ожидаемое в мантии

составу гелия. В свете современных представлений о существовании двух резервуаров мантийного вещества [17 и др.] такая неоднородность требует специального изучения, и не исключено, что интересующая нас величина R также не имеет универсального мантийного значения. Судя по большинству известных определений изотопного состава гелия, в продуктах современной дегазации мантии, для ее верхних горизонтов, очевидно, правильнее принимать значение $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_M \approx 1,2 \cdot 10^{-5}$. При таком допущении тренд, обнаруженный при исследовании залежей свободного газа, приводит к оценке $R_M \approx 1$, а при большем значении $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_M$ искомое R должно быть, согласно этому тренду, несколько меньше единицы.

Рассмотрим соотношение R во второй группе объектов — в газах (главным образом вулканических и гидротермальных) из рифтовых зон, островных дуг и активных континентальных окраин. В них, как упоминалось, отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ велико — более $4 \cdot 10^{-6}$ (табл. 1).

Изученные образцы сильно контаминированы атмосферным аргоном, что подтверждается композицией всех инертных газов и ярко проявляется в распределении отношения первичных изотопов ${}^3\text{He}/{}^{36}\text{Ar}$, которое варьирует в пределах 3 порядков (см. рис. 3) и в большинстве случаев в 100 раз ниже, чем ожидаемое для мантии. Последнее обстоятельство весьма важно, так как указывает на то, что лишь небольшая часть всего количества ${}^{36}\text{Ar}$ в образцах может иметь отношение к мантии. Следовательно, величина R , рассчитанная из предположения, что весь ${}^{36}\text{Ar}$ атмосферного происхождения, будет мало отличаться от истинной.

Для газов с наиболее высокой долей мантийного гелия (${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \geq 7 \cdot 10^{-6}$) характерна низкая величина R (в среднем около 1) и большой диапазон ее вариаций (рис. 4). Поскольку эти вариации отмечаются в пределах одного и того же региона (Камчатка, Япония), то они вряд ли могут быть вызваны гетерогенностью мантии по величине R .

Таблица 1. Содержания и соотношения изотопов He и Ar в газах вулканических и рифтовых зон и в скважинных газах с величиной ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 4 \cdot 10^{-6}$

Объект	He, ppm/т	Ar, ppm/т	$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{36}\text{Ar}}$	$\delta {}^{40}\text{Ar}, \%$	$\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}} \cdot 10^{-6}$	$\frac{{}^4\text{He}}{{}^{40}\text{Ar}}$	$\frac{{}^3\text{He}}{{}^{36}\text{Ar}} \cdot 10^{-3}$
Исландия							
Скв. Хеймай	2900	11 300	332	11,0	18	2,2	1,53
Источник Рейкир-Хрутафьорд	1320	17 400	313	5,6	18	1,4	0,43
Италия							
Мофетта Паличи, Сицилия	100	203	453	34,8	9,2	1,4	2,0
Япония							
Вулканы							
Усу, Хоккайдо	11	26	313	5,6	9,6	7,3	1,26
Насудаке, То-шиги	17	134	305	3,0	6,7	4,2	0,26
Источники							
Нигорикава, Хоккайдо	4	19	325	9,1	10,0	2,4	0,69
Ширамине, Ишикава	120	2700	325	9,1	5,6	0,5	0,081
Мисаса, Тоттори	940	6030	302	2,1	8,4	7,4	0,39
Кайке, Тоттори	1300	9760	305	3,0	7,7	4,3	0,31
Коянара, Шимане	5,3	164	309	4,4	9,2	0,7	0,092
Юноцу, Шимане	40	851	315	6,2	9,1	0,75	0,13
Икеда, Шимане	11	195	310	4,7	8,6	1,2	0,15
Мацусиро, Нагано	5	304	304	2,8	9,1	0,6	0,045
Мацусиро, Нагано	300	2220	309	4,3	9,1	3,2	0,37
Намери, Осака	45	101	316	6,5	10,4	6,7	1,5
Камчатка							
Кальдера Узон	3,7	106	315	6,2	10,4	0,6	0,11
То же	0,5	120	307	3,8	8,2	0,1	0,011
"	3,5	378	302	2,2	10,0	0,4	0,027
"	90	2090	314	6,0	10,4	0,7	0,14
Вулкан Большой Семячик	4,5	653	310	4,7	9,9	0,15	0,021
То же	40	1290	309	4,5	9,9	0,7	0,096
"	30	2650	308	4,5	9,9	0,3	0,035
Долина гейзеров	40	6080	304	3,0	8,7	0,2	0,017
Источники							
Гольгинские	356	7300	321	8,0	8,9	0,65	0,14
То же	346	7700	310	4,7	8,6	1,0	0,12
"	180	10 600	303	2,5	8,3	0,7	0,043
"	260	9850	316	6,5	7,4	0,4	0,062
Савучинские	9,6	390	305	3,1	6,8	0,8	0,050
Паратунские	48	16 900	305	3,1	6,9	0,1	0,006

Таблица 1 (окончание)

Объект	He, ppm/т	Ar, ppm/т	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}$	$\delta^{40}\text{Ar}$, %	$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \cdot 10^{-6}$	$\frac{^4\text{He}}{^{40}\text{Ar}}$	$\frac{^3\text{He}}{^{36}\text{Ar}} \cdot 10^{-3}$
Малкинские	225	14 600	310	4,7	6,2	0,35	0,030
Апачинские	540	12 800	323	8,5	6,5	0,5	0,088
Площадь Твоаянская, скв.	130	810	306	3,5	4,2	4,6	0,21
Курилы							
Вулканы							
Эбеко, о-в Парамушир	15	260	308	4,0	12,2	1,4	0,22
То же	33	100	314	5,7	6,6	5,8	0,68
Источники							
Горячие ключи, о-в Итуруп	70	3340	313	5,5	13,5	0,4	0,089
Горячие ключи, о-в Итуруп	13	910	305	3,0	9,3	0,5	0,04
Столбовские, о-в Кунашир	100	6620	306	3,5	8,2	0,45	0,038
Сахалин							
Площади							
Восточная Эхаби, скв.	6,8	116	309	4,5	5,0	1,3	0,092
Имчин, скв.	29,0	29	484	39	7,4	2,6	3,6
Тунгор, скв.	29,8	33	469	37	6,7	2,4	2,86
"	26,0	30	470	37	5,9	2,6	2,42
"	24,3	16,6	664	55,5	6,1	2,5	5,92
"	25,5	15,5	869	66	4,6	2,5	6,5
Южная Оха, скв.	36	130	321	8,0	4,3	3,5	0,38
Прибайкалье							
Источник Аршан	219	2290	309	4,5	11	2,1	0,32
Площадь Жемчуг, скв.	2430	2350	416	2,9	11	3,6	4,77
США							
Площадь Хардинг Каунти Нью-Мексико, скв.	16,7	33,9	16 200	98,2	4,4	0,5	35
<p>Примечание. Данные по Японии и США взяты из работ [30, 32]; $\delta^{40}\text{Ar} = \frac{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{обр}} - (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{атм}}}{(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{обр}}} \cdot 100 (\%)$.</p>							

Причиной вариаций величины R в этих объектах должна быть прежде всего сильная контаминация флюидных мантийных дериватов газами, выделяющимися из недавно образовавшихся вулканических пород. В этих примесных газах следует ожидать широкого спектра значений R вследствие неодинаковых потерь гелия и аргона в условиях резких контрастов глубинных температур, свойственных вулканическим районам. При этом изотопный состав гелия еще не будет отличаться от мантийного из-за молодости материнских пород.

Если считать равновероятным примешивание газов с повышенным и пониженным значениями R (чему не противоречит характер распределения R , (см. рис. 4)), то следует принять среднюю величину как наиболее

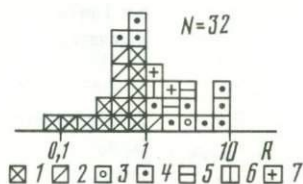


Рис. 4. Распределение значений R в газах с величиной ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 7 \cdot 10^{-6}$

1 – Камчатка; 2 – Курилы; 3 – Сахалин; 4 – Япония; 5 – Прибайкалье; 6 – Италия; 7 – Исландия

вероятную оценку R в мантии. Среднегеометрическое значение R для газов с величиной ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 7 \cdot 10^{-6}$ составляет 1,0 (т.е. такое же, как и полученное для скважинных газов) и находится в пределах 0,7–1,5 с доверительной вероятностью 0,95.

Малое число экспериментальных данных не позволяет достоверно оценить величину R_m для "горячих точек". Не исключено, однако, что она выше. Например, среднее значение R из двух достоверных измерений газов Исландии составляет 1,7 (см. табл. 1).

Какую информацию по затрагиваемой проблеме вносит изучение пород? Данные по молодым базальтам и встречающимся в них ксенолитам приведены в табл. 2 и на рис. 5, откуда видно, что диапазон колебаний величины R весьма широк (охватывает три порядка величины). Отчасти это, по-видимому, связано с гетерогенностью изучавшихся пород (анализировались небольшие навески), но главной причиной наблюдаемого спектра должно быть фракционирование гелия и аргона при их выделении из пород в процессе остывания последних.

Оценку влияния фракционирования можно получить, изучая соотношения в системе из трех или более компонентов. К сожалению, еще очень мало достоверных данных о содержании в породах радиогенных изотопов инертных газов, поэтому приходится делать оценки, используя концентрации первичных изотопов, которые могут иметь как мантийное, так и атмосферное происхождение. Сопоставление величин ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ и ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ с отношением ${}^{20}\text{Ne}/{}^{36}\text{Ar}$ (рис. 6), величина которого в наименее фракционированных образцах должна быть близкой к предполагаемому мантийному значению $\approx 0,5$, приводит к оценке $R_m \leq 1$ как наиболее вероятной.

Итак, оценки величины R_m , полученные для каждой из трех рассмотренных групп природных объектов, близки между собой. Можно заклю-

Таблица 2. Соотношения изотопов инертных газов в некоторых породах и минералах

Порода и минерал	Место отбора
<i>Эффузивные, интрузивные и метаморфизованные породы</i>	
Габбро	Впадина Романш, Атлантический океан
Серпентинит	То же
Амфибол-плагноклазовая порода	"
Гарцбургит	5° ю.ш. 62° в.д., Индийский океан
Стекловатый базальт	19° ю.ш. 173° в.д., Тихий океан
Базальт	о-в Таити
Дацит	Камчатка
"	"
"	"
Стекло базальта	Срединно-Атлантический хребет
То же	То же
Оливиновый габбро-норит	Тува
<i>Ксенолиты и фенокристы</i>	
Шпинелевый перцолит	Кратер о-ва Оаху, Гавайи
То же	То же
Гранатовый пироксенит	"
Джозефинит	"
"	"
Мегакрист керсутита	Новая Зеландия
Фенокрист оливина	о-в Мауи, Гавайи
То же	То же
Фенокрист авгита	"
Фенокрист оливина	Вулкан Килауза, Гавайи
Ксенолит дунита	Вулкан Хаулалай, Гавайи

чить, что величина $R_M \approx 1,0$ лучше всего отвечает имеющимся пока экспериментальным (наблюдательным) данным.

Определив таким образом значение R_M , можно оценить и некоторые другие характеристики вещества верхней мантии, в частности отношение $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_M$. Произведение этого отношения и величины R_M для газов мантии, по-видимому, должно быть некоторой постоянной величиной. Это следует из фактических данных и предположений о соотношении первичных и мантийных инертных газов, подробно рассмотренных в работе [11]. Приведем некоторые из них:

$$1) \quad ({}^{20}\text{Ne}/{}^{36}\text{Ar})_M = ({}^{20}\text{Ne}/{}^{36}\text{Ar})_a = 0,52;$$

$$2) \quad ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_n = C_1;$$

$$3) \quad ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_n = 3 \cdot 10^{-4};$$

$$4) \quad ({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_n \approx 10^{-4};$$

$$5) \quad ({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_M = C_2;$$

$^{20}\text{Ne} \cdot 10^{-10}$ см ³ /г	$\frac{^{20}\text{Ne}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}}$	$\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}} \cdot 10^{-6}$	$\frac{^4\text{He}}{^{40}\text{Ar}_p}$	Литературный источник
<i>Эффузивные, интрузивные и метаморфизованные породы</i>					
430	17	354	12,0	11	[1]
310	9,4	365	11,0	32	"
14	1,3	350	10,0	5,1	"
1,3	0,07	350	4,3	0,05	"
41	0,38	335	11,0	0,8	"
4	0,008	317	5,0	0,1	"
—	—	—	3,7	0,16	[12]
—	—	—	4,1	0,06	"
—	—	—	22,0	0,06	"
610	82	760	11,9	13	[19, 26]
270	53	980	12,4	7	"
—	0,07	—	6,7	1,1	[12]
<i>Ксенолиты и фенокристы</i>					
0,8	0,62	7560	10,5	0,34	[23]
0,8	0,67	8050	11,3	0,29	"
2,1	1,0	4040	11,0	1,7	"
17	4,7	327	40,0	14	[18]
27	7,9	326	24	14	"
34	0,24	400	49	2,6	[14]
12	1,2	311	48	2,1	[22]
2,8	0,25	318	52	0,87	"
2,5	0,096	334	24	0,23	"
0,9	0,41	732	25	0,45	"
2,0	0,67	1432	11,5	0,97	"
2,7	0,73	1503	14,8	0,39	"

$$6) \lambda_{\text{He}} = \lambda_{\text{Ne}} = \lambda_{\text{Ar}},$$

где λ — константа дегазации; C_1 и C_2 — некоторые постоянные величины (в работе [11] принимались $C_1 = 500$, $C_2 = 3 \cdot 10^{-5}$); индексы n , m , a отвечают соответственно первичным, мантийным и атмосферным газам. Соотношение первичных $(^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_n$ будет составлять $0,52C_1$. Тогда соотношение этих изотопов в мантии согласно равенствам 3, 5, 6 и с учетом того, что $(^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{рад}} \approx 3 \cdot 10^{-8}$, будет определяться

$$(^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_m = (^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_n \cdot \frac{(^3\text{He}/^4\text{He})_n}{(^3\text{He}/^4\text{He})_m} = 1,56 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{C_1}{C_2} = C_3.$$

Эту же величину, учитывая равенство 4, можно представить в виде

$$(^4\text{He}/^{36}\text{Ar})_m = (^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}})_m \cdot (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_m,$$

$$\text{т.е. } R_m \cdot (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_m = C_3.$$

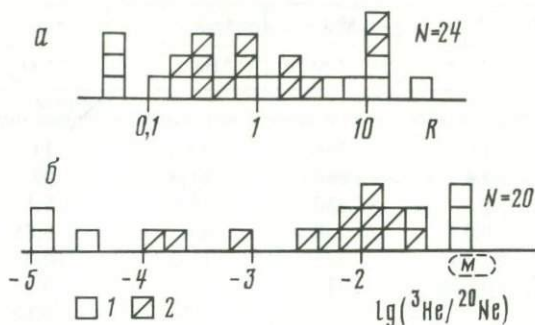


Рис. 5. Распределение значений R (а) и ${}^3\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ (б) в мантийных породах и ксенолитах с величиной ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} > 4 \cdot 10^{-6}$

1 – эффузивы; 2 – ксенолиты; M – значение, ожидаемое для мантии

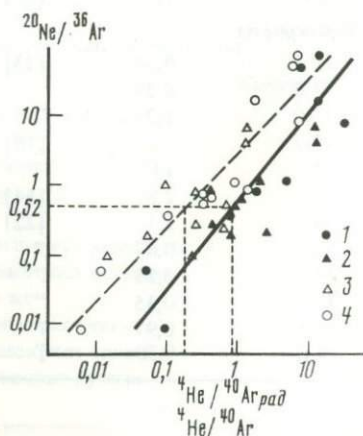


Рис. 6. Взаимосвязь величины ${}^{20}\text{Ne}/{}^{36}\text{Ar}$ со значениями ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ град (1 и 2) и ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ (3 и 4) в молодых породах

1, 4 – эффузивы; 2, 3 – ксенолиты

Используем последнее выражение для оценки величины отношения ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar}$ в современной мантии, но прежде определим величину C_3 . Накопленные в настоящее время многочисленные данные о составе инертных газов в породах и флюидах глубинного происхождения, а также в метеоритах позволяют оценить соотношение первичных гелия и неона $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_n = C_1 \approx 1000$ [2]. Соотношение изотопов гелия в верхних горизонтах современной мантии, как указывалось выше, примем равным $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_m = C_2 = 1,2 \cdot 10^{-5}$, откуда величина $C_3 = 1,3 \cdot 10^4$. Соответственно при $R_m = 1$ соотношение изотопов аргона $({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_m = 13\,000$.

Точные значения величин C_1 , C_2 и R_m пока однозначно не определены, поэтому приведем возможные оценки отношения $({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_m$ в ожидаемом диапазоне указанных параметров (табл. 3).

Как видно, нельзя отрицать того, что отношение $({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_m$ в современной мантии может находиться в пределах 1300–26 000. Однако, как нам представляется, более вероятно значение $\sim 10\,000$. Здесь уместно отметить, что сторонник непрерывной дегазации мантии Озима [31] не отвергал и катастрофического процесса, при $({}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar})_m > 10\,000$ [31].

Таблица 3. Возможные значения $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_M$ в современной мантии

C_1 $\left(\frac{^4\text{He}}{^{20}\text{Ne}}\right)_n$	C_2 $\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_M \cdot 10^{-5}$	C_3 $\left(\frac{^4\text{He}}{^{36}\text{Ar}}\right)_M \cdot 10^{-3}$	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_M$ при $(R_M)_i$			
			0,5	1,0	1,5	2,0
500	3,0	2,6	5200	2600	1730	1300
1000	3,0	3,2	10 400	5200	3470	2600
500	1,2	6,5	13 000	6500	4330	3750
1000	1,2	13,0	26 000	13 000	8670	6500

Полученная величина R_M несет информацию и о соотношении радиоактивных элементов в мантии. Заметим, что величина $R_M = (^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}})_M$ будет несколько выше, чем соотношение мантийных гелия и аргона — продуктов распада U, Th и K: $(^4\text{He}_{\text{рад}}/^{40}\text{Ar}_{\text{рад}})_M = 0,96 R_M$ (при $^3\text{He}/^4\text{He} = 1,2 \cdot 10^{-5}$). Конкретная величина отношения $(U/K)_M$ в мантии может быть получена лишь в результате модельных расчетов, что не ставилось целью настоящей статьи. Однако если дать качественную оценку, то отношение $(U/K)_M$ должно быть ниже полученного авторами [11] и [31] и находиться между хондритовой и ахондритовой композициями, возможно, ближе к первой, т.е. к величине $2 \cdot 10^{-5}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ануфриев Г.С., Крылов А.Я., Болтенков Б.С. Реликтовые инертные газы в породах дна океанов. — Докл. АН СССР, 1978, 241, № 6, с. 1424—1425.
2. Верховский А.Б. Изотопный состав неона и отношение He/Ne в мантии Земли. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях развития Земли. М.: Наука, 1983, с. 229—241.
3. Воронов А.Н., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. Соотношение радиогенных изотопов аргона и гелия в газовых залежах. — Геохимия, 1974, № 12, с. 1842—1855.
4. Герлинг Э.К., Толстихин И.Н., Шуколюков Ю.А. и др. Изотопы аргона и гелия в природных углеводородных газах. — Геохимия, 1967, № 5, с. 608—610.
5. Каменский И.Л., Лобков В.А., Прасолов Э.М. и др. Компоненты верхней мантии Земли в газах Камчатки. — Геохимия, 1976, № 5, с. 682—695.
6. Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тихомиров В.В. О ювенильных компонентах в газовых залежах Сахалина (по изотопным данным). — Геохимия, 1974, № 8, с. 1226—1231.
7. Кононов В.И., Мамырин Б.А., Поляк Б.Г., Хабарин Л.В. Изотопы гелия в газах гидротерм Исландии. — Докл. АН СССР, 1974, 217, № 1, с. 172—174.
8. Ломоносов И.С., Мамырин Б.А., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. Изотопный состав гелия и аргона в некоторых гидротермах Байкальской рифтовой зоны. — Геохимия, 1976, № 11, с. 1743—1745.
9. Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявление зон неотектонической активизации (на примере Кавказа). — Геохимия, 1978, № 3, с. 307—317.
10. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. Изотопный состав He и Ar во флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом. — Докл. АН СССР, 1979, 247, № 5, с. 1220—1224.
11. Толстихин И.Н., Азбель И.Я., Хабарин Л.В. Изотопы легких инертных газов в мантии Земли, коре и атмосфере. — Геохимия, 1975, № 5, с. 653—658.
12. Толстихин 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, с. 1123—1125.

13. Толстихин И.Н., Мамырин Б.А., Басков Е.А. и др. Изотопы гелия в газах термальных источников Курило-Камчатской вулканической зоны. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 405–410.
14. Craig H., Lupton J.E. Primordial Ne, He and H₂ in oceanic basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 31, N 3, p. 369–385.
15. Craig H., Lupton J.E. Helium isotope variations: Evidence for mantle plums at Yellowstone, Kilauea and the Ethiopian rift valley. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, vol. 59, p. 1194.
16. Craig H., Lupton J.E., Welhan J.A., Poreda R. Helium isotopes ratios in Yellowstone and Lassen Park volcanic gases. — Geophys. Res. Lett., 1978, vol. 5, N 11, p. 897–900.
17. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. — Geophys. Res. Lett., 1976, vol. 3, p. 743–746.
18. Downing R.G., Henneke E.W., Manuel O.K. Josephinite: A terrestrial alloy with radiogenic xenon-129 and the noble gas imprint of iron meteorites. — Geochim. J., 1977, vol. 11, N 3, p. 219–229.
19. Dymond J., Hogan L. Noble gas abundance patterns in deep-sea basalts — primordial gases from the mantle. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, N 1, p. 131–139.
20. Fisher D. Trapped helium and argon and the formation of the atmosphere by degassing. — Nature, 1975, vol. 256, N 5513, p. 113–114.
21. Gramlich J.W., Naughton J.J. Nature of source material for ultramafic minerals from Salt Lake Crater, Hawaii, from mesurement of helium argon diffusion. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, p. 3032–3042.
22. Kaneoka I., Takaoka N. Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: Constraint on genetic relationships. — Science, 1980, vol. 208, N 4450, p. 1366–1368.
23. Kaneoka T., Takaoka N. Excess ¹²⁹Xe and high ³He/⁴He ratio in olivine phenocrysts of Kauho lava and xenolithic dunites from Hawaii. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 39, N 4, p. 382–386.
24. Kurz M.D., Jenkins W.J. The distribution of helium in oceanic basalt glasses. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 53, N 1, p. 41–54.
25. Lupton J.E. Helium-3 in the Guaymas Basin: Evidence for injection of mantle volatiles in Gulf of California. — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B13, p. 7446–7452.
26. Lupton J.E., Craig H. Excess ³He in oceanic basalts: Evidence for terrestrial primordial helium. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, N 1, p. 133–139.
27. Lupton J.E., Klinkhammer A.P., Normark W.R. et al. Helium-3 and manganese at 21°N East Pacific Rise hydrothermal site. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 50, N 1, p. 115–127.
28. Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H. Mantle helium in hydrothermal plums in the Galapagos Rift. — Nature, 1977, vol. 267, p. 603–604.
29. Lupton J.E., Weiss R.F., Craig H. Mantle helium in the Red Sea brines. — Nature, 1977, vol. 266, p. 2440–2446.
30. Nagao K. Isotopic composition of terrestrial rare gases and application to Earth science: Ph.D. Thesis. Osaka, 1979.
31. Ozima M. Ar isotopes and earth-atmosphere evolution models. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 35, N 8, p. 1127.
32. Phinney D., Tennyson J., Frick U. Xenon in CO₂ well gas revisited. — J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, N 135, p. 2313–2319.
33. Polak B.G., Prasolov E.M., Kononov V.I. et al. Isotopic composition of inert gases in the Mexican hydrothermal systems. — Geofis. intern., 1982, vol. 21, N 3, p. 193.
34. Saito K. Planetary-type rare gases in an upper mantle-derived amfibol. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 39, N 3, p. 274–280.
35. Schwartzman D.W. Ar degassing and origin of the sialic crust. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, N 11, p. 2479–2495.
36. Torgersen T., Lupton J.E., Sheppard D.S., Giggenbach W.F. Helium isotope variations in the thermal areas of New Zealand. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1982, vol. 12, p. 283–298.
37. Torgersen T., Jenkins W.J. Helium isotopes in geothermal systems: Iceland, the Geysers, Raft River and Steamboat Springs. — Geochim. et cosmochim. acta, 1982, vol. 46, p. 739–748.

38. Wasserburg G.J., Mazor E., Zartman R.E. Isotopic and chemical composition of some terrestrial natural gases. — In: Earth science and meteoritics. Amsterdam: North-Holland, 1963, p. 219–240.
39. Welhan J.A., Lupton J.E., Craig H. Helium isotopes ratios in Southern California fault zones. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1978, N 59, p. 1197.
40. Welhan J.A., Poreda R., Lupton J.E., Craig H. Gas chemistry and helium isotopes at Cerro Prieto. — In: Proc. I symp. on the Cerro Prieto geotherm. field, Baja California, Mexico. Springfield, 1978, p. 113–118.
41. Xu Yongchang, Wang Xianbin, Wu Renming et al. Rare gas isotopic composition of natural gases. — Geochemistry (China), 1982, vol. 1, N 2, p. 218–232.
42. Zartman R.E., Wasserburg G.J., Reynolds J.H. Helium, argon and carbon in some natural gases. — J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, N 1, p. 277–306.

УДК 550.42

Ю.Д. Пушкарев

ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИИ И КАРБОНАТИТЫ КАК ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНАЛОГИ ГОРЯЧИХ ПЯТЕН НА КОНТИНЕНТАХ

Согласно изотопной логике мантийность источника карбонатитовых расплавов доказывается следующим образом. Начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = R_{\text{Sr}}$ в современных карбонатитах составляет в среднем $0,7034 \pm 0,0003$ [5]. В дальнейшем протопланетном веществе, представленном метеоритами возрастом 4,5 млрд. лет, это отношение (первичный стронций, или *VABI*, — “базальтовых ахондритов лучшее начальное”) равно 0,69899. Отсюда следует, что за все время существования Земли, т.е. примерно за те же 4,5 млрд. лет, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в источнике карбонатитов возросло всего на 0,004.

Изменение изотопного состава элементов за счет радиоактивных превращений в земных условиях — процесс необратимый, и по закону радиоактивного распада за 4,5 млрд. лет наблюдаемое увеличение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возможно только в системе с $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,03$. Отношение Rb/Sr представляет собой петрохимический параметр, позволяющий различать ультраосновное, основное, среднее и кислое вещество. Согласно такой классификации $\text{Rb}/\text{Sr} = 0,03$ определяет вещество основного и ультраосновного состава. Поскольку доступное непосредственному наблюдению типичное вещество континентальной коры имеет средний и кислый состав, источник карбонатитовых расплавов, соответствующий по Rb/Sr основному и ультраосновному веществу, отождествляется с мантией. Вывод о мантийном происхождении карбонатитов находит подтверждение и в других изотопно-геохимических системах с радиогенными изотопами: $\text{U}-\text{Pb}$, $\text{Th}-\text{Pb}$, $\text{Sm}-\text{Nd}$, $\text{Lu}-\text{Hf}$ и др. Приведенный ход рассуждений раскрывает суть одной из главных задач геохимии радиогенных изотопов, заключающейся в выявлении петрохимических характеристик вещества через изотопный состав его производных.

Успехи изотопной геохимии последнего десятилетия позволяют не только уверенно различать коровые и мантийные производные, но и дают

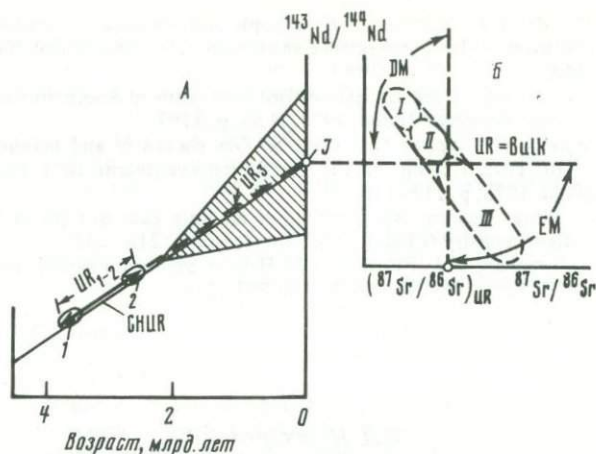


Рис. 1. Схематическое изображение Sm-Nd и Rb-Sr изотопных данных, лежащих в основе классификации мантийного вещества, по Де Паоло-Вассербургу

А: CHUR — линия развития изотопного состава Nd в однородном хондритовом резервуаре, рассчитанная по современному $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и Sm/Nd метеорита Juvina S(J); UR_{1-2} — тренд изотопных составов Nd в главном мантийном резервуаре Земли, установленный экспериментально по сгусткам точек начальных изотопных составов неодаима в континентальных породах (1) и (2); UR_3 (пунктир) — экстраполяция тренда UR_{1-2} в область неопределенности (заштриховано), соответствующую полю начальных изотопных составов Nd земных пород возрастом менее 2,5 млрд. лет.

Б: MA — "mantle array", или мантийная совокупность" изотопных составов Nd и Sr в современных вулканитах, разделяемая современным изотопным составом неодаима в Juvina S на истощенную мантию (DM) и обогащенную мантию (EM); базальты: I — срединно-океанических хребтов (MORB), II — океанических островов, III — континентальные

возможность выделять разные источники вещества в пределах мантии. Идея такого разделения основана на сопоставлении изотопных составов мантийных производных с изотопным составом главного мантийного резервуара Земли, за счет которого в течение геологической истории формировалась и пополнялась земная кора. Согласно экспериментальным данным Де Паоло и Вассербурга [11], в Sm-Nd системе главный источник мантийного вещества Земли в течение первых 2,5 млрд. лет соответствовал по составу однородному хондритовому резервуару — CHUR ("chondritic uniform reservoir"). Разнообразие изотопных мантийных характеристик наблюдалось лишь начиная с 2 млрд. лет назад (рис. 1).

Одновременно с изучением Sm-Nd системы древних пород Де Паоло и Вассербург исследовали изотопный состав стронция и неодаима в современных океанических вулканитах и выявили обратную линейную зависимость этих параметров, названную ими "mantle array" — "мантийный строй", или "совокупность"¹. Полагая, что в Sm-Nd системе состав главного мантийного резервуара последние 2 млрд. лет, так же как и в течение первых 2,5 млрд. лет, совпадал с CHUR, они пользуясь современным изотопным составом неодаима в CHUR и мантийной совокупностью, определили соответствующий CHUR современный изотопный состав стронция.

¹ Далее "mantle array" будет называться Sr-Nd мантийной корреляцией.

Полученная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$ оказалась существенно меньше той (около 0,760), которую следовало ожидать в резервуаре с действительно хондритовым отношением Rb/Sr . Такое несоответствие выну- дило Де Паоло и Вассербурга назвать реальный источник мантийного ве- щества Земли в отличие от *CHUR* однородным резервуаром — *UR* ("uni- form reservoir"), относительно состава которого они построили класси- фикацию мантийного вещества. Вещество с изотопными характеристика- ми, соответствующими более высоким значениям отношений Rb/Sr и Nd/Sm по сравнению с *UR*, а следовательно, и более богатое некогерент- ными литофильными элементами, было названо обогащенной мантией. Величины Rb/Sr и Nd/Sm , более низкие относительно *UR*, определяли истощенную мантию¹.

Согласно такой классификации карбонатиты в целом, как и сопряжен- ные с ними щелочные и щелочно-ультраосновные породы, являются произ- водными истощенной мантии. Парадоксальность такого вывода очевидна, поскольку перечисленные породы едва ли не самые богатые некогерент- ными литофильными элементами мантийные производные. Получается, что преимущественной способностью формировать обогащенное вещество обладает истощенная мантия. Этот парадокс классификации Де Паоло— Вассербурга далеко не единственный и, как было показано на основе детального анализа изотопно-геохимических данных по $\text{Rb}-\text{Sr}$, $\text{U}-\text{Pb}$ и $\text{Sm}-\text{Nd}$ системам [2, 3], скорее всего, связан с ее несостоятельностью в целом. Просчет состоит в том, что соответствие состава *UR*, составу *CHUR* в $\text{Sm}-\text{Nd}$ системе не доказывается и может быть лишь постулиро- вано а priori. Оценка современного изотопного состава *UR* в этой систе- ме сильно зависит от того, истощается *UR* в течение последних 2 млрд. лет или остается неизменным. В противоположность $\text{Sm}-\text{Nd}$ в $\text{Rb}-\text{Sr}$ и $\text{U}-\text{Th}-\text{Pb}$ системах такая оценка не зависит от степени истощения *UR* и при всех возможных вариантах истощения определяет базальты срединно- океанических хребтов — *MORB* (mid ocean-ridge basalts) в качестве совре- менного изотопного аналога *UR*². Поскольку *MORB* по изотопным харак- теристикам Sr и Nd соответствует наиболее истощенному мантийному веществу из представленных на поверхности, изотопные характеристики всех остальных вулканитов по отношению к источнику *MORB* свидетель- ствуют о том, что они являются производными обогащенного мантийно- го вещества. Отсюда следует, что производные комплементарных им ис- тощенных дифференциатов *UR* не достигают поверхности и среди совре-

¹ Изотопные понятия "обогащенная" и "обедненная" мантия правомочны только в том случае, если изотопный состав вулканитов в $\text{Sr}-\text{Nd}$ мантийной корреляции соответствует изотопному составу мантийного субстрата, т.е. если перед плавлением достигается гомогенизация изотопов между всеми минеральными фазами. Весьма вероятно, что в действительности этого не происходит и изотопный состав большин- ства вулканитов соответствует изотопному составу лишь той части субстрата, которая подвергается плавлению. Если это так, то рассматриваемая классификация мантий- ного вещества на основе $\text{Sr}-\text{Nd}$ мантийной корреляции не имеет смысла, и разра- ботка корректной классификации должна сопровождаться специальным обоснованием соответствия изотопного состава субстрата изотопному составу выплавки.

² "Изотопный аналог" не означает "непосредственный дифференциат", и, как будет показано ниже, при определенных условиях даже производные коры могут быть изотопными аналогами мантийного *UR*.

менных вулканитов не представлены. Согласно такой классификации [2, 3], карбонатиты и щелочные породы есть производные самого *UR*, т.е. наиболее древнего из мантийных резервуаров, еще не затронутого процессом истощения.

Концентрации стронция, неодима и гафния в карбонатитах более чем на порядок превосходят таковые как в других производных *UR*, так и в типично коровых породах. В итоге вероятность изменения изотопного состава перечисленных элементов в карбонатитах за счет контаминации коровым материалом по сравнению с другими дифференциатами *UR* существенно ниже. Отсюда карбонатиты — наиболее благоприятный материал для прослеживания эволюции состава *UR* в Rb—Sr, Sm—Nd и Lu—Hf системах, однако меньшая вероятность контаминации не исключает ее вовсе. Поэтому наиболее примитивные изотопные составы Sr, Nd и Hf должны расцениваться лишь как минимально измененные контаминацией, которые приближаются к реальным изотопным составам *UR*¹.

Рассмотрим диаграмму эволюции изотопных составов стронция в карбонатитах, приведенную в работе Бэлла с соавторами [8] и дополненную данными из других работ (рис. 2). На диаграмме отчетливо прослеживается линейный тренд, соответствующий источнику карбонатитов, современное окончание которого приходит в *MORB*. Этот тренд трассируется минимальными значениями начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в карбонатитах на протяжении всей истории их существования. По мнению Бэлла с соавторами, резервуар, определяемый таким трендом, соответствует истощенной мантии и сформировался за счет *UR* (в классификации Де Паоло—Вассербурга) около 2,7 млрд. лет назад. Однако, если в соответствии с вышеизложенным, изотопным аналогом карбонатитов является сам *UR*, то его возраст оказывается существенно древнее и определяется данными Стаудахера и Аллегра, обнаружившими в карбонатитах и в *MORB* избыток ^{129}Xe [25].

По оценке Стаудахера и Аллегра, возраст мантийного резервуара, в котором сформировался избыток ^{129}Xe , всего на 50–70 млн. лет меньше возраста метеоритов, т.е. близок к 4,5 млрд. лет. Если же проэкстраполировать тренд изменения изотопных составов стронция в карбонатитах к 4,5 млрд. лет назад (см. рис. 2), выяснится, что этот тренд не приходит в *BABI* и, следовательно, у соответствующего ему резервуара есть предыстория. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в источнике вещества карбонатитов по сравнению с *BABI* оказывается на 0,001 выше. Если на основе такой радиогенной добавки и возраста резервуара, определяемого избытком ^{129}Xe , рассчитать Rb/Sr в системе, которая за столь короткий интервал времени (в 50–70 млн. лет) способна обеспечить наблюдаемый эффект, окажется, что расчетное Rb/Sr точно соответствует таковому в *CHUR*. Отсюда следует, что главный источник мантийного вещества Земли — *UR* возник из *CHUR* через 50–70 млн. лет после образования планеты и что его современным изотопным аналогом являются *MORB*. Этот вывод находится в полном согласии с той оценкой времени образования *UR*, которая была сде-

¹ Ниже будет показано, что эти же изотопные составы должны использоваться и в том случае, если действительная причина вариаций связана с неравновесным плавлением.

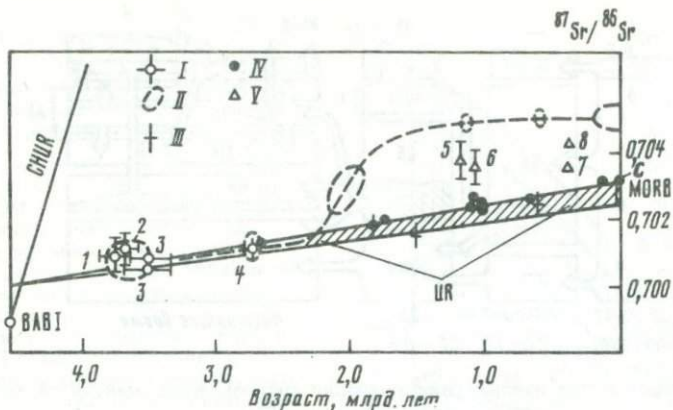


Рис. 2. Определение современного изотопного аналога *UR* в Rb–Sr системе по начальным изотопным составам Sr в карбонатитах

I – начальные изотопные составы стронция геологических объектов, соответствующих *UR* в системе Sm–Nd: 1 – гнейсы Амисок, 2 – супракрустальные породы Исуа, Западная Гренландия [20, 21], 3 – вулканиты Онвервахт, Южная Африка [14], 4 – Родезия [17]; *II* – максимумы плотности распределения начальных $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах (соединены пунктиром) по данным статистической обработки 400 изохронных параметров [3]; *III* – наиболее низкие начальные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах моложе 2,0 млрд. лет [5, 6, 16]; *IV* – карбонатиты, трассирующие тренд *UR* (диаметр значка соответствует погрешности 2δ), по [8, 4], при этом *C* – среднее по 42 карбонатитам, по [4]; *V* – щелочные породы и карбонатиты, предположительно неравновесно выплавленные или контаминированные коровым материалом: 5, 6 – щелочные породы Онтарио, Канада [8]; 7 – щелочные породы Хибинского и Ловозерского массивов и карбонатиты Ковдорского, 8 – карбонатиты Хибинского массива (по данным автора); зона составов *UR* – заштрихована

лана ранее, на основе Rb–Sr системы при обсуждении аналогичной модели [2, 3].

Вывод о происхождении *UR* из *CHUR* и о том, что его современным изотопным аналогом являются *MORB* в сочетании с результатами статистического обобщения изотопных данных по Rb–Sr, U–Th–Pb и Sm–Nd системам, позволил обосновать новую модель эволюции системы коры–мантии [2, 3]. Согласно этой модели (рис. 3) у подошвы нижней мантии за счет дифференциации *UR*, являющегося вещественным эквивалентом нижней мантии, продолжается рост ядра. Возникающий более легкий горячий материал (неистощенная мантия – *UDM*) периодически (главным образом в кульминационные стадии мегациклов эндогенной активности, соответствующие 3,6–2,6–1,7–1,1 и 0,4 млрд. лет) всплывает вверх и формирует астеносферу. Здесь неистощенная мантия, в свою очередь, дифференцирует на истощенную мантию (*DM*), которая тонет, и на обогащенную мантию (*EM*), которая пополняет кору, а в наименее дифференцированном виде представлена *MORB*. Океаническая кора поглощается в зонах субдукции, сбрасывая литофильные элементы в кору. Проникая через астеносферу в истощенную мантию, она захоранивается там и также, как истощенная мантия, возникающая в астеносфере, навсегда утрачивает способность к повторному петрогенезису. Первопричиной всех перечисленных процессов является стремление Земли достигнуть состоя-

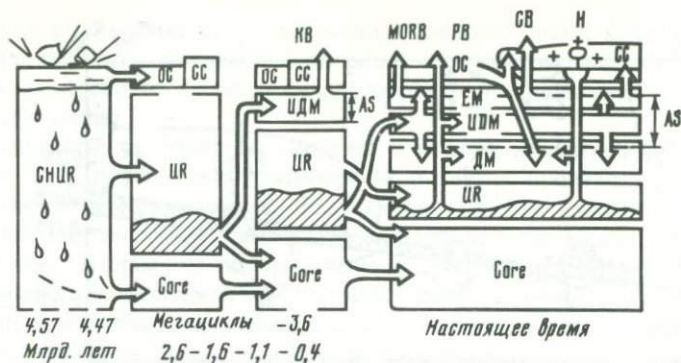


Рис. 3. Схематическое изображение эволюции системы кора-мантия согласно предлагаемой модели [2]

Кора: *OC* – океаническая, *CC* – континентальная; мантия: *UDM* – неистощенная, *DM* – истощенная, *EM* – обогащенная; ядро – *Core*; *CHUR* – хондритовый неоднородный резервуар, *UR* – однородный резервуар; базальты: *MORB* – срединно-океанических хребтов, *CB* – континентальные, *KB* – коматитовые (в мегацикле 3,6 млрд. лет); горячие пятна: океанической коры – *PB* (пламбазальты), континентальной коры – *H* (щелочные интрузии и карбонатиты); *As* – астеносфера

ния с минимальной потенциальной энергией за счет сегрегации тяжелых элементов в центре планеты, а легких – у поверхности. Главная изотопно-геохимическая особенность эволюции системы кора-мантия состоит в том, что в течение каждого мегацикла дифференциация вещества *UR* вплоть до *EM* и *MORB* происходит относительно быстро (около 100 млн. лет). В итоге даже самые поздние дифференциаты не успевают заметно изменить изотопный состав за счет радиоактивного распада и имеют изотопные характеристики, соответствующие *UR*.

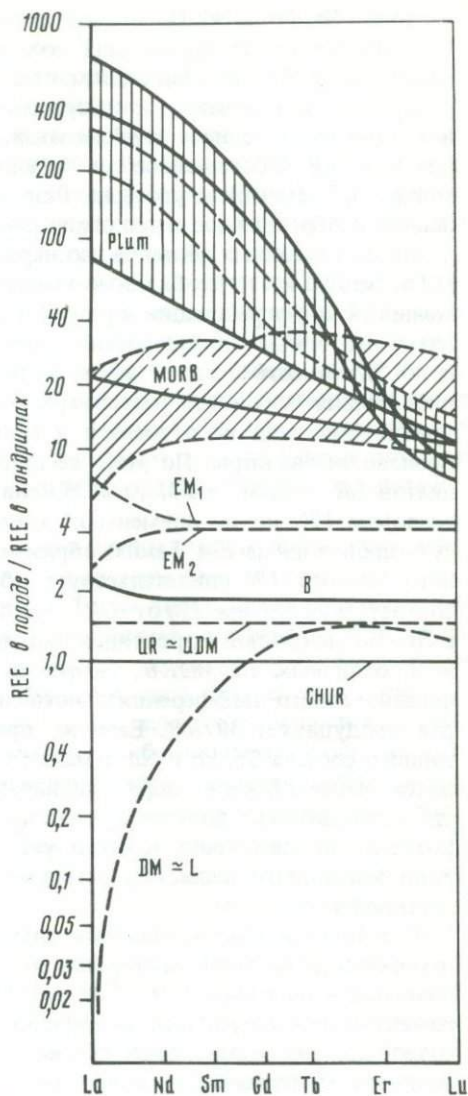
Представление о выделенных в модели разновидностях мантийного вещества может быть получено по распределению редкоземельных элементов (*REE*) в некоторых магматических породах (рис. 4). Вещество *CHUR* соответствует горизонтальной линии с относительной концентрацией всех *REE*, равной 1; *UR* примерно эквивалентен неистощенной мантии (*UDM*) и также соответствует горизонтальной линии, но при значении 1,4. Увеличение общей концентрации *REE* связано с их относительным обогащением за счет удаления из *CHUR* вещества ядра. Близкое к *UR* и *UDM* распределение *REE* имеют коматиты в районе Барбертона в Южной Америке [22]. Область *EM* ограничена снизу линией *UR*, а сверху – нижней границей поля *MORB*. Как уже отмечалось, *EM* мегациклично образуется из неистощенной мантии, формируя верхнюю часть астеносферы. Первоначально такая *EM* обогащена легкими редкоземельными элементами (*LREE*) и продуцирует только обогащенную *LREE* разновидность *MORB* (*EM*₁ и *P*-тип *MORB*, рис. 4). К концу каждого мегацикла в ходе продолжительной генерации *MORB* обогащенная мантия "стареет", обедняясь некогерентными литофильными элементами, в том числе и *LREE* (*EM*₂, рис. 4). В итоге основная масса *MORB*, так же как и *EM*₂, проявляет дефицит *LREE*. Таким образом, современная *EM* истощена по сравнению с той *EM*₁, которая существовала в начале мегацикла, т.е. около 500 млн.

Рис. 4. Сопоставление выделенных разновидностей мантийного вещества с некоторыми магматическими породами по распределению редкоземельных элементов

CHUR — хондритовый однородный резервуар; UR — однородный резервуар; UDM — неистощенная мантия; EM — обогащенная мантия (EM₁ — в начале мегацикла эндогенной активности, EM₂ — в конце мегацикла после длительной генерации магматических расплавов); DM — истощенная мантия; B — коматиты Барбертона [22], наиболее близкий аналог неистощенной мантии и однородного резервуара, L — перидотиты интрузии Лизарда [12], аналоги истощенной мантии, MORB — базальты срединно-океанических хребтов, Plum — особо обогащенные дифференциаты мантийного вещества в океанических островах, называемых горячими пятнами

лет назад. Однако такое истощение несравнимо с тем, которое соответствует DM, возникающей в результате дифференциации неистощенной мантии при выделении из нее EM. По сравнению с DM истощенная EM по-прежнему остается обогащенным мантийным веществом. Собственно же истощенная мантия может быть идентифицирована с перидотитами интрузии Лизарда [12]. Отношение Sm/Nd в этих породах таково, что если бы соответствующая истощенная мантия (возрастом, аналогичным возрасту источника MORB в современных моделях) была представлена вулканитами на поверхности, изотопные характеристики по неодиму в них превышали бы 100 ε. На рис. 4 отчетливо выделяются составы Plum (плам) — мантийного вещества (так же как и карбонатиты), особо обогащенного некогерентными литофильными элементами, источником которых может быть, по существу, та же обогащенная мантия при меньшей по сравнению с MORB степени дифференциального плавления в условиях большей глубинности.

Данные по REE наглядно демонстрируют главное противоречие обсуждаемой проблемы. Оно состоит в том, что реально наблюдаемая интенсивность истощения мантийного вещества, представленная перидотитами Лизарда, существенно выше той, которая выявляется по данным геохимии



изотопов Sr, Pb и Nd. По мнению автора, это противоречие является одним из наиболее ярких проявлений несостоятельности современной изотопно-геохимической классификации мантии.

Прежде чем перейти к обсуждению особенностей образования *Plum* и когенетических с ним карбонатитов, необходимо рассмотреть соотношение понятий "обогащенное" и "обедненное" мантийное вещество на изотопном и элементном уровнях. Разделение мантийного вещества на обедненное и обогащенное в геохимии радиогенных изотопов основано на различии их изотопных составов, но наряду с различием в отношениях Rb/Sr, U/Pb, Sm/Nd и т.п. необходимо учитывать время. Поэтому при кратковременности дифференциации в ряду $UR \rightarrow UDM \rightarrow EM \rightarrow C$ (кора) \rightarrow вулканиды изотопные характеристики последних будут соответствовать *UR*, и по "изотопной логике" такие вулканиды должны рассматриваться как производные из одного резервуара, т.е. *UR*. В то же время на элементном уровне они даже не относятся к мантийным образованиям, а являются производными коры. По этой же причине в ряду современных дифференциатов $UR \rightarrow UDM \rightarrow EM \rightarrow MORB$ на изотопном уровне *MORB* являются аналогом *UR*, но по элементной (петрохимической) классификации они суть производные *EM*. Таким образом, идентификация *MORB* как изотопного аналога *UR* свидетельствует об относительно недавнем отделении соответствующей им *EM* от *UR*¹. Это означает, что все остальные вулканиды в Sr-Nd мантийной корреляции, соответствующие *EM*, с изотопным составом, отличным от *MORB*, скорее всего, представляют собой результат неравновесного дифференциального плавления той же самой *EM*, которая продуцирует *MORB*. Если же причиной наблюдаемых вариаций изотопного состава Sr, Pb и Nd в мантийных производных действительно окажется неравновесное дифференциальное плавление, это будет означать, что единственным долгоживущим мантийным резервуаром является *UR*, который мегациклично продуцирует необедненные и обогащенные источники мантийного вещества, отмирающие в течение одного мегацикла эндогенной активности.

Гипотеза дифференциального плавления изотопно-неравновесных (негомогенизированных) минералов была предложена еще в 1974 г. для объяснения вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в *MORB* [23]. Позднее результаты экспериментов по определению коэффициентов диффузии Sr и Sm в диопсиде позволили рассчитать максимальное время сохранения изотопной неоднородности минералов при плавлении [24]. Полученные значения составили 30 млн. лет для 1000° С и 50 000 лет для 1250° С при размере кристаллов в 1 см. Эти величины следует рассматривать как минимальные, поскольку в основе расчетов лежат два неочевидных допущения: 1) диопсиды в мантии по совершенству кристаллической структуры соответствуют исследованному авторами случайному природному образцу, а не более бездефектному синтетическому, для которого коэффициенты диффузии стронция оказались на два порядка меньше (а время сохранения неравновесия соответственно на два порядка больше); 2) скорость диффузии в диопсиде по сравнению с другими минералами мантийного субстрата мини-

¹ Отсюда следует, что избыток ^{129}Xe в этой *EM* унаследован вместе с первичными ^3He и ^{36}Ar из *UR*, так же как из *EM* его наследуют *MORB*.

мальна. При несостоятельности любого из допущений приведенные величины окажутся существенно заниженными.

Таким образом, экспериментальная оценка реальности неравновесного дифференциального плавления в мантии представляется достаточно неопределенной. Тем не менее обсуждаемая сегодня гипотеза может быть обоснована с позиций изотопно-геохимических данных. Наиболее отчетливым свидетельством ее реальности является постоянство $^3\text{He}/^4\text{He}$ (а после введения поправки на элементное фракционирование и постоянство $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) в двух типах *MORB*, различающихся по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [1]. Оно отражает высокую однородность соответствующего субстрата по $\text{U}/^3\text{He}$ и $\text{K}/^{36}\text{Ar}$ и одинаковую степень дифференциации всех его частей независимо от того, какой тип *MORB* они продуцируют. Такая однородность означает, что различие двух типов *MORB* по изотопному составу *Sr* и *Nd*, видимо, не связано с различием исходного вещества по *Rb/Sr* и *Sm/Nd*, а отражает неравновесие при плавлении. Отсюда следует, что и происхождение других изотопных эффектов типа мантийных изохрон [7] и *Sr-Nd* мантийной корреляции может определяться тем же самым процессом.

Развивая изложенную модель, можно предположить, что неистощенная мантия начинает дифференцировать на истощенную и обогащенную уже в процессе подъема с границы *UR*-ядро. Такая обогащенная составляющая, или *Plum*, по сравнению с обогащенной мантией, возникающей в результате дифференциации неистощенной мантии в астеносфере, оказывается энергетически более насыщенной. Вероятно, этот дифференциат концентрирует в себе основную часть газовой фазы исходного вещества *UR*, благодаря чему он является еще и химически более агрессивным. В итоге горячая составляющая быстро проникает вверх, не задерживаясь в астеносфере¹, и появляется у поверхности в виде горячих пятен на океанической коре, проектируя на нее наиболее активные каналы, по которым неистощенная мантия проникает в астеносферу. Подобные каналы могут формироваться независимо от того, под какой плитой они расположены — под океанической или под континентальной [9, 10, 20]. Поэтому густота горячих пятен под теми и другими, видимо, должна быть одинаковой. Однако в тех случаях, когда горячее пятно проектируется на континентальную плиту, судьба соответствующего ему обогащенного мантийного материала *Plum* складывается иначе. Континентальная плита мощнее океанической, а главное, на ней есть гранитный слой, существенно более легкий по сравнению с веществом океанической плиты. Такой слой если не останавливает проникновение обогащенной мантии горячих пятен к поверхности, то по крайней мере сильно его тормозит. В итоге это вещество получает возможность дифференцировать в условиях, близких к закрытым в отношении газовой фазы. Следствием дифференциации *Plum* являются интрузии щелочных пород и связанных с ними карбонатитов, которые

¹ Несомненным свидетельством кратковременности сегрегации некогерентных литофильных элементов как в *Plum* и карбонатитах, так и в соответствующей им *EM*, а также быстроты проникновения этих дифференциатов к поверхности является то, что высокие концентрации урана и тория в них явно не поддерживаны радиогенными добавками ни в свинце [18], ни в гелии [19].

представляют собой производные горячих пятен на континентах. Согласно предлагаемой модели закономерное увеличение объема щелочных магматических пород и карбонатитов к фанерозою отражает увеличение мощности легкого гранитного слоя континентальной коры, выполняющего роль экрана для потоков вещества *Plum* в горячих пятнах.

Впервые предположение о том, что в составе карбонатитовой магмы может принимать участие вещество горячих пятен, или *Plum*, было высказано Ланселотом и Аллегром в 1974 г. как один из альтернативных вариантов интерпретации результатов выполненного ими исследования U—Th—Pb системы карбонатитов Уганды, Марокко, Канарского архипелага и архипелага Кейп-Верде [18]. Это подтверждается совпадением изотопного состава стронция *Plum*-базальтов на Фарерских островах $R_{Sr} = 0,7034$ [13] со средним начальным изотопным отношением стронция в 42 карбонатитах: $0,7034 \pm 0,0003$ [5]. Такое совпадение означает, что далее все рассуждения относительно источника *Plum* в полной мере относятся и к источнику карбонатитов. Проблема источника *Plum*-базальтов и карбонатитов находится в прямой связи с проблемой источника *MORB*. В основе варианта двух самостоятельных источников, который отстаивается многими исследователями, лежит некоторое систематическое различие изотопных составов Sr, Pb и Nd *Plum*-базальтов и *MORB*. Однако различие столь невелико, что, по-видимому, корректнее всего связывать его с неравновесным дифференциальным плавлением вещества с идентичными изотопными характеристиками в условиях разной глубинности. Формирование *Plum* соответствует глубинам, на которых при плавлении первым расходуется клинопироксен с жадеитовой молекулой, определяющий повышенное $^{87}Sr/^{86}Sr$ и пониженное $^{143}Nd/^{144}Nd$ в начальной выплавке. Образование *MORB* происходит в условиях умеренных глубин и приближается к равновесию от низких $^{87}Sr/^{86}Sr$ и высоких $^{143}Nd/^{144}Nd$, поскольку первым в расплав здесь переходит гранат [15]. Таким образом, изотопные составы неравновесных выплавок, соответствующих *MORB* и *Plum*-базальтам, приближаются к составу, равновесному с субстратом. Поэтому при наличии области перекрытия между *MORB* и *Plum* в Sr—Nd мантийной корреляции (в этой области при справедливости предлагаемого объяснения и должен находиться истинный изотопный состав *UR*) между ними наблюдается систематическое различие. Тем не менее источники *MORB* и *Plum* все-таки различны, что следует из изотопии благородных газов.

Основное различие *Plum* и *MORB* по изотопному составу благородных газов состоит в том, что $(^3He/^4He)_{Plum} = R_{He}^{Plum}$ достигает $5 \cdot 10^{-5}$ при $(^{40}Ar/^{36}Ar)_{Plum} = R_{Ar}^{Plum}$ около 400, т.е. близком к атмосферному значению, а $R_{He}^{MORB} = 1,2 \pm 0,3 \cdot 10^{-5}$ при $R_{Ar}^{MORB} \approx 25\ 000$ [19, 25]. Казалось бы, подобное соотношение хорошо согласуется с представлениями о происхождении источника *MORB* из источника *Plum*. На самом деле такой вывод противоречит закономерностям фракционирования либо He и Ar, либо U и K. Это противоречие с очевидностью вытекает из сопоставления $(R_{He}^{MORB}/R_{He}^{Plum}) \approx 4$ и $(R_{Ar}^{MORB}/R_{Ar}^{Plum}) \approx 60$. Подобное соотношение при образовании источника *MORB* из источника *Plum* требует либо преимущественной по сравнению с 3He потери ^{36}Ar , либо более чем десятикратного уменьшения U/K в источнике *MORB* по сравнению с источником *Plum*. Поскольку первое невозможно при любых условиях, то в случае соответ-

ствия наблюдаемых изотопных различий He и Ar в *Plum* и *MORB* их источникам, причина этих различий может быть связана только с изменением U/K в сочетании с потерями ^3He и ^{36}Ar .

Отделение источника *MORB* от источника *Plum* нельзя связать со стадией аккреции Земли, так как в ходе аккреции отношение U/K за счет диссипации калия могло только возрастать. Если же обособление источника *MORB* — процесс более поздний, то при наблюдаемых изотопных характеристиках его модельный возраст будет тем моложе, чем интенсивнее потери первичных ^3He и ^{36}Ar . С учетом ограничений, накладываемых изотопным составом стронция и неодима, этот возраст, вероятно, не должен превышать длительность последнего мегацикла эндогенной активности. Таким образом, одно из объяснений изотопных характеристик He и Ar в *Plum* и *MORB* состоит в уменьшении по сравнению с источником *Plum* отношения U/K в источнике *MORB* одновременно с его дегазацией.

Более вероятно, по мнению автора, другая гипотеза [1]. Она заключается в том, что наблюдаемое различие по изотопному составу аргона в источниках *Plum* и *MORB* в значительной мере вторично и является следствием преимущественной контаминации *Plum* атмосферными газами. Реальные же изотопные характеристики аргона в этих источниках относятся почти так же, как изотопные составы He (поскольку контаминация атмосферным гелием невозможна). В таком случае (т.е. при $U/K_{Plum} > U/K_{MORB}$) неизменное R_{Ar}^{Plum} должно быть примерно в 4 раза меньше такового в *MORB*, т.е. при $R_{Ar}^{MORB} \approx 25\,000$ — около 6000.

Изложенная выше модель эволюции системы кора—мантия дает основание для развития обеих гипотез. Причина наблюдаемого различия в изотопном составе He и Ar *Plum*-базальтов и *MORB* может быть связана как с различием U/K в их источниках, так и с особенностями формирования самих вулканитов этих двух групп. Согласно развиваемой модели таких особенностей две: 1) задержка вещества неистощенной мантии в астеносфере, где оно дифференцирует на *DM* и *EM*, из которой, в свою очередь, формируются *MORB*; 2) разный механизм проникновения вещества *Plum* и *MORB* к поверхности (вещество *Plum* проплавляет кору в горячих пятнах, вещество *MORB* изливается в разломах раздвигового типа). Первое может быть причиной снижения R_{Ar}^{MORB} по сравнению с R_{Ar}^{Plum} как за счет накопления радиогенной добавки ^4He , возникающей за время задержки, так и за счет контаминации радиогенным гелием из более древнего вещества астеносферы. Недостаток времени для проявления изотопного различия в двух типах обогащенного мантийного вещества может быть скомпенсирован сильным изменением K/ ^{36}Ar и U/ ^3He в одном из них. Как уже отмечалось, вещество астеносферы, в том числе и обогащенная мантия, к концу каждого мегацикла вследствие генерации толеитовых магм обедняется некогерентными литофильными элементами, и особенно эффективно газами, а следовательно, и первичными ^3He и ^{36}Ar . Соответственно небольшие количества радиогенных ^4He и ^{40}Ar , возникших на месте даже за относительно небольшой интервал времени, оказываются достаточными для существенного изменения изотопного состава He и Ar. В противоположность *EM* астеносферы обогащенная мантия *Plum* лишена такой возможности, т.е. она проникает в кору, не задерживаясь в астеносфере, и поэтому сохраняет неизменными изотопные характеристики He и Ar, соответствующие

щие *UR*. Однако различие в механизме проникновения к поверхности вызывает преимущественную контаминацию *Plum* морской водой и растворенными в ней атмосферными газами. В итоге R_{Ar}^{Plum} приближается к атмосферному.

Таким образом, для океанических вулканитов устанавливаются два мантийных источника, идентичных по изотопному составу Sr и Nd, но отличных по изотопии благородных газов. Согласно развиваемой модели эволюции системы кора—мантия, источником *MORB* является обогащенная мантия, которая образуется и эволюционирует в астеносфере, а источником *Plum*-базальтов и карбонатитов — обогащенная мантия, которая возникает непосредственно в *UR* и, не задерживаясь в астеносфере, проникает в кору. Обе эти разновидности обогащенной мантии отделились от *UR* недавно (около 100–200 млн лет назад). Отношение $U/{}^3He$ и $K/{}^{36}Ar$ в веществе *Plum* по сравнению с *UR* вследствие преимущественного обогащения гелием и аргоном, может только уменьшаться, поэтому изотопный состав He и Ar в *Plum*-базальтах, неконтаминированных атмосферой, соответствует *UR*, в то время как $U/{}^3He$ и $K/{}^{36}Ar$ в *EM* астеносферы возрастает за счет интенсивной потери летучих при генерации *MORB* и в ней формируется свой изотопный состав He и Ar. В целом же близость стронциевых и неодимовых изотопных характеристик *Plum* к карбонатитам, щелочная направленность магматической дифференциации горячих пятен и, наконец, непосредственное проявление карбонатитов по крайней мере в двух пятнах (Кейп-Верде, Канарские острова) приводят к выводу о единстве источника тех и других. Такая идентификация горячих пятен на континентах открывает перспективы: для исследования эволюции источника этих пятен, для выявления связи процесса генерации горячих пятен с другими проявлениями эндогенной активности, для изучения динамики созревания гранитного слоя и для определения направления и скорости дрейфа континентальных плит на протяжении последних 2,5 млрд. лет по принципу, аналогичному тому, который был использован Морганом в приложении к океаническим плитам [20].

ЛИТЕРАТУРА

1. Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шуколюков Ю.А. Распространенность благородных газов в мантии Земли и ее дегазация. — В кн.: Тез. докл. II Всесоюз. совещ. по пробл. "Дегазация Земли и геотектоника". М.: Наука, 1985, с. 46.
2. Пушкарев Ю.Д. Изотопная систематика этапов тектоно-магматической активности. — В кн.: Тез. докл. IX Всесоюз. симпози. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1982, с. 359–361.
3. Пушкарев Ю.Д. Геохимия изотопов стронция, свинца и неодима в связи с эволюцией системы кора—мантия. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 97–157.
4. Пушкарев Ю.Д., Обухова Л.А. Геохронология метаморфических процессов, их периодичность и корреляция. — В кн.: Метаморфизм раннего докембрия. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1980, с. 91–97.
5. Фор Г., Пауэл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 213 с.
6. Barker F., Peterman Z.E., Hildreth R.A. A rubidium-strontium study of the Twilight Gneiss, West Needle Mountain, Colorado. — Contrib. Miner. and Petrol., 1969, vol. 23, N 3, p. 271–282.
7. Brooks C., Hart S.R., Hofmann A., James D.E. Rb-Sr mantle isochrons from oceanic regions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 32, N 1, p. 51–61.
8. Bell K., Blenkinsop J., Cole T., Menagh D. Evidence from Sr isotopes for long-lived heterogeneities in the upper mantle. — Nature, 1982, vol. 298, N 5871, p. 250–253.

9. *Burke K.C., Dewey J.F.* Plum-generated triple junctions key indicators in applying plate tectonics of old rocks. — *J. Geol.*, 1973, vol. 81, N 2, p. 406–433.
10. *Burke K.C., Wilson J.T.* Hot spots on the Earth's surface. — *Sci. Amer.*, 1976, vol. 238, p. 46–57.
11. *De Paolo D., Wasserburg G.* Nd isotopic variations and petrogenetic models. — *Geophys. Res. Lett.*, 1976, vol. 3, N 3, p. 249–252.
12. *Frey F.A.* Rare earth abundance in a high-temperature peridotite intrusion. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1969, vol. 33, N 11, p. 1429–1447.
13. *Gariépy G., Luddén J., Brooks C.* Isotopic and trace element constrains on the genesis of the Faeroe lava pile. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1983, vol. 63, N 2, p. 257–272.
14. *Jahn B., Shih C.* On the age of the Onverwacht Group, Swaziland Sequence, South Africa. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1974, vol. 38, N 6, p. 873–875.
15. *Yoder H.S.* Generation of basaltic magma. Wash. (D.C.): Nat. Acad. of Sci., 1976. 265 p.
16. *Jonin M., Vidal P.* Etude geochronologique des granitoides de la Mancellia (Massif Armoricain, France). — *Canad. J. Earth Sci.*, 1975, vol. 12, N 6, p. 920–927.
17. *Hawkesworth C.J., Moorbath S., O'Nions R.K., Wilson J.F.* Age relationships between greenstone belts and granities in the Rhodesian Archaean Craton. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, N 2, p. 251–262.
18. *Lancelot J., Allegre C.* Origin of carbonatic magma in the light of Pb-U-Th isotop system. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 22, N 3, p. 233–238.
19. *Lupton J.E.* Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle. — *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.*, 1983, vol. 11, N 2, p. 371–414.
20. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1972, vol. 56, N 1, p. 203–213.
21. *Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* et al. Further Rb-Sr age determinations on the very early Precambrian rocks of the Godthaab District, West Greenland. — *Nature. Phys. Sci.*, 1972, vol. 240, N 100, p. 78–82.
22. *Nesbitt R.W., Sun S.S.* Geochemistry of Archaean spinifextextured peridotit and low-magnesian tholeites. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 3, p. 443–453.
23. *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, N 4, p. 603–634.
24. *Sneeringer M., Hart R., Shimizu M.* Strontium and samarium diffusion in diopside. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1984, vol. 48, N 8, p. 1589–1608.
25. *Staudacher Th., Allegre C.* Terrestrial xenology. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 60, N 3, p. 389–406.

УДК 550.42

Л.Н. Гриненко, В.А. Гриненко

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЕ СЕРЫ В БАЗАЛЬТАХ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН ОКЕАНА

Степень неоднородности изотопного состава серы в верхней мантии не изучена. Ценную информацию могут дать данные, полученные при исследовании серы в мафических породах океанических регионов: срединно-океанических хребтов, океанических впадин, островных дуг и др. По мнению большинства исследователей, эти геологические структуры формируются под действием тектоно-магматических процессов, вызванных подъемом мантийного вещества. Из-за преобладания базальтового компонента в тонкой коре в пределах океанов вероятность сиалической контаминации для мантийного вещества очень небольшая, поэтому изотопный состав его серы должен наиболее близко соответствовать сере мантии изучаемой

зоны. Следует, конечно, принимать во внимание, что образующиеся из базальтового расплава подушечные лавы или интрузивы габбро и долеритов могут подвергаться метаморфическим преобразованиям, а также постагматическим и гальмиролитическим изменениям.

В последнее десятилетие проведен ряд исследований изотопного состава серы в образцах пород, отобранных при глубоководном бурении или поднятых в различных участках Мирового океана. Нам представляется, что обобщение этих данных позволит выявить возможные вариации изотопного состава, связанные с неоднородностью мантии, или показать гомогенность изотопного состава серы последней.

Прежде чем перейти к анализу данных по содержаниям и изотопному составу серы в базит-гипербазитовых породах океанов, рассмотрим масштабы фракционирования изотопов серы при дегазации базальтового расплава.

Как показали исследования Мура и Фабби [14], наибольшее содержание серы (0,065–0,095%) наблюдается в закаленных стеклах подводных базальтов, в то время как во внутренних частях подушечных лав содержание серы понижается до 0,01%. Авторы объясняют такой характер распределения серы в базальтах дегазацией лав в процессе длительного периода их кристаллизации. Наиболее интенсивно дегазация лав протекает в субаэральных условиях. Так, Сакаи с соавторами [17] исследовали субаэральные и подводные базальты вулкана Килауэ (табл. 1), показав, что при дегазации субаэральных базальтов теряется более 75% исходной серы. При этом процессе происходит фракционирование изотопов. Если значение $\delta^{34}\text{S}$ в закалочном стекле подводных базальтов Килауэ, серу которых можно принять за исходную, составляет в среднем $0,5^0/_{00}$, то в претерпевших дегазацию субаэральных базальтах эта величина понижается до $-0,8^0/_{00}$. Из этих данных можно сделать вывод, что при дегазации даже 80% исходной серы изотопный состав остаточной серы базальтов облегчается только на $1,3^0/_{00}$ по сравнению с исходной. Этот вывод подтверждается и данными для субаэральных базальтов Исландии, сера которых также показывает несколько пониженные значения $\delta^{34}\text{S}$ (до $-0,5^0/_{00}$) [19].

Дегазация лавы на воздухе происходит в несколько иных условиях, чем в подводных. Так, газы вулкана Килауэ содержат значительно больше SO_2 , чем H_2S ; напротив, в глубинном базальтовом расплаве преобладает H_2S . Поскольку константа изотопного равновесия между SO_2 и сульфидной серой расплава в несколько раз больше, чем таковая для сероводорода и сульфидной серы, подводная дегазация базальтов должна сопровождаться меньшим изотопным эффектом. Это заключение подтверждается данными Конехиры с соавторами [11], изучавшими изотопный состав серы в закаленном базальтовом стекле и в кристаллическом базальте в нескольких сантиметрах от стекла (табл. 2); разница в значениях $\delta^{34}\text{S}$ тех и других не превышает $0,7^0/_{00}$.

Таким образом, приведенные данные позволяют сделать вывод, что при субаэральной дегазации остаточная сера базальтов обогащается легким изотопом на величину $\delta^{34}\text{S}$, как правило, не более $1,5^0/_{00}$, а при субмаринной — не более $0,7^0/_{00}$.

Таблица 1. Изотопный состав и концентрация серы в базальтах вулкана Килауэа [17]

Образец	Уровень отбора проб, м	Концентрация серы, %			$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$		
		S^{2-}	SO_4^{2-}	ΣS	S^{2-}	SO_4^{2-}	ΣS
Стекловатая оторочка дайки №4, кальдера Килауэа	1100	0,0110	0,0033	0,0148	-0,4	1,8	0,1
То же	1100	0,0111	0,0065	0,0176	-0,7	2,4	0,4
Стекло, лава 1959	1000	0,0076	0,0033	0,0109	-3,1	3,5	-1,1
Обогащенные плагиоклазом участки, то же	1000	0,0048	0,0009	0,0057	-1,3	1,6	-0,8
Спекшиеся брызги 1975	1100	0,0086	0,0010	0,0096	-1,0	-2,3	-1,1
Бомба, вершина Мауна Улу	970	0,0128	0,0007	0,0135	-0,5	1,2	-0,4
Волнистая лава 1972, Мауна Улу, стекловатая поверхность	150	0,0078	0,0003	0,0081	-2,2	-	-2,2
То же, окисленная внутри	150	0,0083	0,0008	0,0091	-1,6	-1,7	-1,6
Поток 1950, восточный рифт	30	0,0022	0,0008	0,0030	-1,0	1,2	-0,4
Поток 1960, восточный рифт	20	0,0083	0,0009	0,0092	-0,9	1,2	-0,7
Средние для аэральных базальтов		0,0082	0,0018	0,0101	-1,3	1,0	-0,8
Стекловатая оторочка, восточный рифт	-760	0,0518	0,0151	0,0669	-1,3	8,0	0,8
То же	-1400	0,0500	0,0220	0,0720	-1,1	5,1	0,8
Плотная кристаллическая часть подушечной лавы, восточный рифт	-2960	0,0410	0,0125	0,0535	-1,1	6,0	0,6
Крупнокристаллический базальт, восточный рифт	-3432	0,0538	0,0303	0,0841	-2,3	6,4	0,8
Стекловатый и кристаллический базальт, восточный рифт	-3970	0,0566	0,0113	0,0697	-1,0	1,6	-0,6
Кристаллический базальт, восточный рифт	-4680	0,0668	0,001	0,0769	-0,1	6,2	0,7
Средние для подводных базальтов		0,0533	0,0169	0,0705	-1,1	5,5	0,5

Таблица 2. Изотопный состав серы в закаленном стекле и кристаллической фазе толеитового базальта (Срединно-Атлантический хребет) [11]

Образец	Анализируемый материал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	S, %
A150-P 7-AM51	Стекловидный край, 3 мм толщиной	1,6	0,15
То же	Более кристаллическая внутренняя часть, в 1–2 см от стекловидного края	0,3	—
"	3–5 см от стекловидного края	1,1	—
A150-P 7-AM52	6 см фрагмент породы с 4-миллиметровым стекловидным краем	1,2	—

Данные по содержаниям и изотопному составу серы в подводных базальтах из различных районов океана приведены в табл. 3–5. Как видно из этих данных, изотопный состав серы основных и ультраосновных пород изменяется в очень широких пределах — от $-11,4$ до $19,7\text{‰}$, причем наибольшие отличия величин $\delta^{34}\text{S}$ наблюдаются в измененных базальтах, в то время как в неизмененных и слабо измененных базальтах величины $\delta^{34}\text{S}$ близки к метеоритному значению. Содержание серы в рассматриваемых породах также варьирует в широких пределах — от 0,001 до 0,15%.

Значительные отличия величин $\delta^{34}\text{S}$ серы измененных базальтов и ультрабазитов от метеоритной серы обусловлены разными причинами.

Следует принимать во внимание возможность контаминации океанических пород серой биогенных сульфидов из покрывающих эти породы осадочных отложений, а также образование эпигенетических сульфидов, развивающихся в них по прожилкам. Так, значения $\delta^{34}\text{S}$ пиритов из осадочных отложений, покрывающих базальты в районе Северо-Американской котловины, изменяются от $-48,1$ до $-37,2\text{‰}$ [12], что характерно для биогенных сульфидов, образующихся в океанических осадках при медленном процессе биогенной сульфатредукции. В своих исследованиях мы наблюдали не только низкие, но и очень высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ в покрывающих базальты осадочных породах. Так, в одном образце, представленном нам Л.В. Дмитриевым из скважины 231, осадочная порода на контакте с базальтом была насыщена пиритом. Сера пирита непосредственно на контакте с базальтом показала значение $\delta^{34}\text{S}.40,5\text{‰}$, а в 2 см выше — $11,8\text{‰}$. Формирование такого пирита в осадочных породах с изотопно тяжелой серой, превышающей величину $\delta^{34}\text{S}$ для сульфата океанической воды, могло происходить при полном восстановлении уже подвергнувшегося ранее бактериальной редукции и обогатившегося тяжелым изотопом сульфата.

Базальты нередко содержат прожилки карбонатов и вторичных сульфидов, изотопный состав серы в которых варьирует от $-41,2$ до 23‰ , но в большинстве случаев показывает высокие содержания легкого изотопа [2, 5, 7, 10, 13]. При подготовке проб таких базальтов к анализу не всегда удается отделить вторичные сульфиды, поэтому часто величина $\delta^{34}\text{S}$ серы породы отражает изотопный состав серы смешанного происхождения.

Базальты и ультрабазиты океанов могут быть контаминированы не

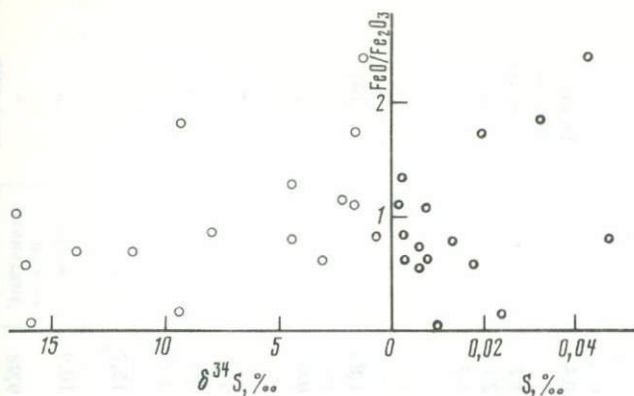


Рис. 1. Зависимость значений $\delta^{34}\text{S}$ и концентрации серы от $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в базальтах Филиппинского моря

только серой биогенных сульфидов, но и серой сульфатов морской воды. Наиболее значительный привнос серы океанического сульфата наблюдается в процессе серпентинизации [4, 5, 18]. Ультрабазиты подвержены процессу серпентинизации в большей степени, чем базальты, поэтому их сера, особенно ее сульфатная форма, показывает высокие значения $\delta^{34}\text{S}$. В базальтах содержание сульфатной серы гораздо меньше, чем сульфидной, тогда как в ультрабазитах соотношение этих форм является обратным. Интересно, что изотопный состав сульфидной серы в обоих типах пород практически не отличается и близок к метеоритному. Эти данные указывают на отсутствие изотопного равновесия между сульфидной и сульфатной формами серы в серпентинизированных породах, поэтому можно сделать вывод, что серпентинизация протекала при температурах ниже 150°C , поскольку при более высоких температурах возможен изотопный обмен между разными формами серы. Низкотемпературный характер процесса серпентинизации подтверждается также данными рис. 1, где показана обратная зависимость величин $\delta^{34}\text{S}$ серы измененных пород и отношений $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ в базальтах Филиппинского моря [5]. Такая зависимость свидетельствует о привносе изотопно тяжелой серы в процессе низкотемпературного изменения породы и окисления серы, при этом основная масса первичной серы была вынесена. Привнос серы, обогащенной тяжелым изотопом, очевидно, был незначительным, поскольку при этом содержание серы в породе не возрастало. Источником изотопно тяжелой серы мог быть только сульфат морской воды, который поступал в породу в процессе гальмиролитического изменения. Вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ в измененных породах свидетельствуют о том, что сера океанических сульфатов смешивалась в различных пропорциях с первичной серой пород. Характерно, что наибольшее обогащение тяжелым изотопом наблюдается в наиболее выветрелых образцах пород: серпентинах, оползневых базальтовых брекчиях, испытавших погружение, и в породах, существенно измененных низкотемпературными процессами [2, 4, 5, 13, 18].

Сульфатная сера присутствует не только в измененных, но и в неизмененных базальтах [3, 5, 9, 18]. Об источнике этой серы, а также физико-

Базальт слабо изменен, 32° 34' ю.ш., 109° 19' з.д.	0,0706	0,0067	0,0773	0,1	3,0	0,3	—	„
Базальт слабо изменен, 33° 01' с.ш., 109° 31' з.д.	0,0883	0,0134	0,1017	-0,2	0,5	0,0	—	„
Базальт слабо изменен	—	—	0,075	—	—	0,4	—	Данные авторов
Долерит с пирротином	—	—	0,110	—	—	-1,2	—	То же
Габбро-диабаз	—	—	0,008	—	—	2,6	—	„
Средние*	0,034	0,006	0,047	-0,1	4,7	1,3	—	„
Индоокеанский хребет								
Высокоглиноземистый базальт, 34° 17' ю.ш., 77° 51' в.д.	0,045	0,010	0,059	1,6	—	1,8	—	[4]
Толеитовый базальт, 5° 02' с.ш., 62° 05' в.д.	0,034	0,021	0,045	-0,8	3,6	0,6	—	„
Толеитовый базальт, 11° 54' с.ш., 48° 15' в.д.	—	—	—	0,9	—	—	—	„
То же	—	—	—	1,6	—	—	—	„
Толеитовый базальт, 1° 41' ю.ш., 57° 39' в.д.	—	—	—	0,9	—	—	—	„
Серпентинизированный лерцолит, 9° 06' ю.ш., 67° 15' в.д.	0,005	0,045	0,051	1,7	17,6	15,7	—	„
Серпентинизированный гарцбургит, 5° 23' ю.ш., 62° 05' в.д.	0,029	0,043	0,073	1,8	17,3	10,9	—	„
Апогарцбургитовый серпентинит, 5° 23' ю.ш., 62° 05' в.д.	0,019	0,034	0,053	2,3	14,2	9,9	—	„
Средние*	0,034	0,015	0,052	0,8	3,6	1,2	—	„

*Средние величины подсчитаны с учетом только тех образцов, значения $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ которых находятся в диапазоне от -3 до $3^{\circ}/_{00}$.

Таблица 3. Содержание и изотопный состав серы в коренных породах срединно-океанических хребтов

Образец, местонахождение	Концентрация серы, %			$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$				Литературный источник
	S^{2-}	SO_4^{2-}	ΣS	S^{2-}	SO_4^{2-}	ΣS	Эпигенетический сульфид	
Срединно-Атлантический хребет								
Высокоглиноземистый базальт, 40° 41' с.ш., 29° 13' з.д.	0,048	0,013	0,053	1,6	2,3	1,8	—	[4]
Толеитовый базальт, 30° с.ш., 42° з.д.	0,058	0,021	0,075	-0,8	3,6	0,6	—	"
То же	—	—	0,15	—	—	1,6	—	[12]
"	—	—	—	—	—	1,2	—	"
Базальт, около 30° с.ш.	0,0958	0,0066	0,102	0,6	5,3	0,8	—	[18]
Серпентинизированный ультрабазит	0,0010	0,0309	0,0319	2,2	19,9	19,3	—	"
Серпентинит, 36° 34' с.ш., 33° 31' з.д.	0,0006	0,0265	0,0271	2,0	20,2	19,7	—	"
Серпентинит, 30° 06' с.ш., 42° 03' з.д.	0,0147	0,0250	0,0397	5,6	15,4	11,8	—	"
Серпентинит, 9° 39' с.ш., 138° 31' в.д.	0,0012	0,0254	0,0266	—	19,7	—	—	"
Средние*	0,067	0,014	0,095	0,5	3,7	1,2	—	"
Восточно-Тихоокеанское поднятие								
Базальт мало изменен, 44° 20' с.ш., 129° 55' з.д.	0,0190	0,0032	0,0222	-0,4	8,8	0,9	-5,6	[18]
Базальт сильно изменен, 1° 37' ю.ш., 85° 54' з.д.	0,0139	0,0031	0,0170	0,3	-3,1	-0,3	-24,2	"
Базальт мало изменен, 6° 37' с.ш., 85° 14' з.д.	0,0198	0,0097	0,0295	-3,3	5,2	-0,5	-15,5	"
Базальт средне изменен, 32° 34' ю.ш., 109° 19' з.д.	0,0267	0,0039	0,0306	5,4	11,0	6,1	-2,7	"
То же	0,0012	0,0010	0,0022	-2,7	7,2	5,0	-4,1	"

Таблица 4. Содержание и изотопный состав серы в базальтах океанического дна

Образец, местонахождение	Концентрация серы, %			$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$				Литературный источник
	S^{2-}	SO_4^{2-}	ΣS	S^{2-}	SO_4^{2-}	ΣS	Эпигенетический сульфид	
Изменен, Орегон	0,0030	0,0107	0,0137	0,3	-1,5	-1,1	-17,4	[18]
То же	0,0325	0,0051	0,0376	17,4	8,3	12,7	14,2	То же
Сильно изменен, Орегон	0,0280	0,0024	0,0320	-0,9	0,0	-0,8	-2,5	„
Изменен, Плита Наско	0,0254	0,0109	0,0363	1,9	-6,9	-0,7	-14,1	„
Изменен, то же	0,0642	0,0176	0,0816	-0,5	-5,4	-1,6	23,0	„
Не изменен, то же	0,1181	0,0172	0,1353	-12,7	-3,2	-11,4	2,0	„
Сильно изменен, то же	0,0231	0,0052	0,0283	-2,2	15,9	1,1	-	„
То же	0,1022	0,0136	0,1158	-0,4	-0,2	-0,3	-1,1	„
Не изменен, скв. 418А	0,0870	0,0125	0,0995	-0,9	10,7	0,6	-	[15]
Не изменен, скв. 396	0,0386	0,0223	0,0609	4,3	0,3	2,8	-	То же
Изменен, скв. 418А	0,0350	0,0150	0,0500	-1,8	4,1	0,0	-	„
Карбонатизирован, то же	0,0350	0,0350	0,0700	-5,3	-9,6	-7,5	-0,4	„
Не изменен, скв. 418А	0,0225	0,0025	0,0250	-0,5	6,2	0,2	-	„
То же	0,0850	0,0010	0,0860	-0,3	1,6	-0,3	-	„
„	0,0125	0,0050	0,0175	-0,6	2,2	0,2	-	„
Изменен, то же	0,0330	0,0050	0,0380	-1,8	1,9	-1,3	-2,3	„
Изменен, то же	0,0095	0,0012	0,0107	-0,8	0,7	-0,6	-	„
Карбонатизирован, то же	0,0100	0,0130	0,0230	-1,9	10,6	5,2	-	„
То же	0,0300	0,0055	0,0355	-10,8	4,5	-8,4	-	„
Не изменен	0,0550	0,0065	0,0615	0,4	0,1	0,4	-	„
Среднее*	0,037	0,008	0,047	-0,2	2,8	-0,1	-	„

*Среднее подсчитано с учетом только тех образцов, значения $\delta^{34}\text{S}_{\Sigma\text{S}}$ которых находятся в диапазоне от -3 до 3 ‰.

Таблица 5. Содержание и изотопный состав серы
в базит-гипербазитовых породах островных дуг окраинных морей
(Филиппинское море) [5]

Номер образца	Порода	Содержание S, %	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$
<i>Марианский желоб, островной склон</i>			
1438-7	Базальтовая брекчия	0,0153	16,2
1403-72-3	Ультрабазит	0,019	13,1
1404-9	Диабаз	0,008	11,5
1403-8	"	0,0507	6,8
1403-55	"	0,046	3,2
1403-37	"	0,042	1,4
1404-8	"	0,001	1,8
<i>Марианский желоб, океанический склон</i>			
1402-13	Щелочной базальт	0,024	9,5
1402-17	Субщелочной базальт	0,009	16,0
<i>Желоб Яп, островной склон</i>			
1430-1	Диабаз	0,032	9,3
1430-3а	"	0,006	14,0
1430-3б	"	0,0025	8,0
1430-7	Пиллоу-базальт	0,0195	1,6
1440-8	То же	0,0024	0,2
1440-1	"	0,0014	2,2
1437-4	Диабаз	0,0301	4,5
1437-9	Пиллоу-базальт	0,0064	-7,0
<i>Желоб Яп, островной склон</i>			
1427-Д1-11	Габбро	0,0199	0,6
1427-7	"	0,0133	3,4
1429-6	Андезит	0,062	0,8
1431-55	Ультрабазит	0,0174	16,5
1431-52	Пиллоу-базальт	0,0199	0,1
<i>Интрадуговая зона разлома Яп</i>			
1398-13	Пиллоу-базальт	0,0241	5,4
1398-15	То же	0,0075	8,5
1398-16	"	0,0059	3,1
1398-10	"	0,003	3,0
1398-6	"	0,047	0,7
1409-1	Шпинелевый лерцолит	0,016	16,6
1409-Д2-1	Лерцолит	0,001	13,2
	Средние значения	0,022	1,2*

* Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ рассчитано из величин, находящихся в диапазоне от 3 до -3‰ .

химических условиях формирования базальтов можно судить по данным содержания различных форм серы и их изотопного состава.

Диаграмма на рис. 2 показывает вариации изотопного состава сульфатной и сульфидной форм серы в зависимости от их соотношения в одних и тех же пробах базальтов. Линия OA соответствует смешению исходной серы базальта, для которой принято значение $\delta^{34}S = 0^0/0_0$, и серы морского сульфата с $\delta^{34}S = 20^0/0_0$, взятых в соответствующих соотношениях. Если сульфатная сера заимствована базальтом из морской воды частично, то изотопный состав общей серы породы будет располагаться между линией AO и "нулевой" линией $\delta^{34}S$. На диаграмме показаны также линии равновесного изотопного состава серы сульфидов и сульфатов, расстояние между которыми определяется константами изотопного равновесия между этими формами серы для различных температур [16]. Таким образом, если сульфидная и сульфатная формы серы породы образовались в изотопном равновесии из первичной серы базальтов, то значения $\delta^{34}S$ этих форм серы независимо от их соотношения должны располагаться на соответствующих параллельных прямых, поскольку константа изотопного равновесия зависит только от температуры. Следует, конечно, принимать во внимание то обстоятельство, что первичная сера базальтов может быть не равна нулю, а отклоняться примерно на $1,5^0/0_0$.

На диаграмме нанесены данные для слабо- или неизменных базальтов из разных регионов. Видно, что изотопный состав общей серы неизменных базальтов в большинстве случаев близок к метеоритному. Так, в 29 из 38 образцов величина $\delta^{34}S$ находится в интервале от $-1,7$ до $1,7^0/0_0$, только в трех образцах общая сера обогащена легким изотопом ^{32}S , в одном из которых, где общая сера обогащена изотопом ^{32}S до $11,4^0/0_0$, высокое содержание этого изотопа (до $12,7^0/0_0$) имеет и сульфидная сера, содержание которой довольно значительно (до 0,12%) при общем количестве серы в породе 0,135% [18]. Два других образца базальтов с изотопно легкой серой сильно карбонатизированы. Возможно, именно с этим наложенным процессом связан привнос в них вторичной изотопно легкой серы.

В шести образцах общая сера неизменных на вид базальтов имеет повышенное содержание тяжелого изотопа ^{34}S , что указывает на привнос в породу серы сульфата морской воды. В некоторых из этих образцов не только сульфатная, но и сульфидная сера обогащены изотопом ^{34}S , повышенное содержание которого в породе может быть связано с воздействием на нее при высокой температуре растворов или флюидов, обогащенных изотопно тяжелой серой окисленных соединений или сульфата океанической воды. Последнее вероятно в случае образца, где по прожилкам развивается эпигенетический пирит со значением $\delta^{34}S = 14,2^0/0_0$ (см. табл. 4).

Из данных, приведенных на диаграмме, видно, что преобладающей формой серы в неизменных базальтах является сульфидная. Содержание сульфатной серы в 24 из 38 образцов не превышает 25% от общей серы пород. Важно также подчеркнуть, что с возрастанием отношения сульфат/сульфид общее содержание серы в породе уменьшается. Это, видимо, свидетельствует о том, что сульфатная сера в небольших количествах привносилась в породу при ее изменении, когда первичная сульфидная сера вынесена.

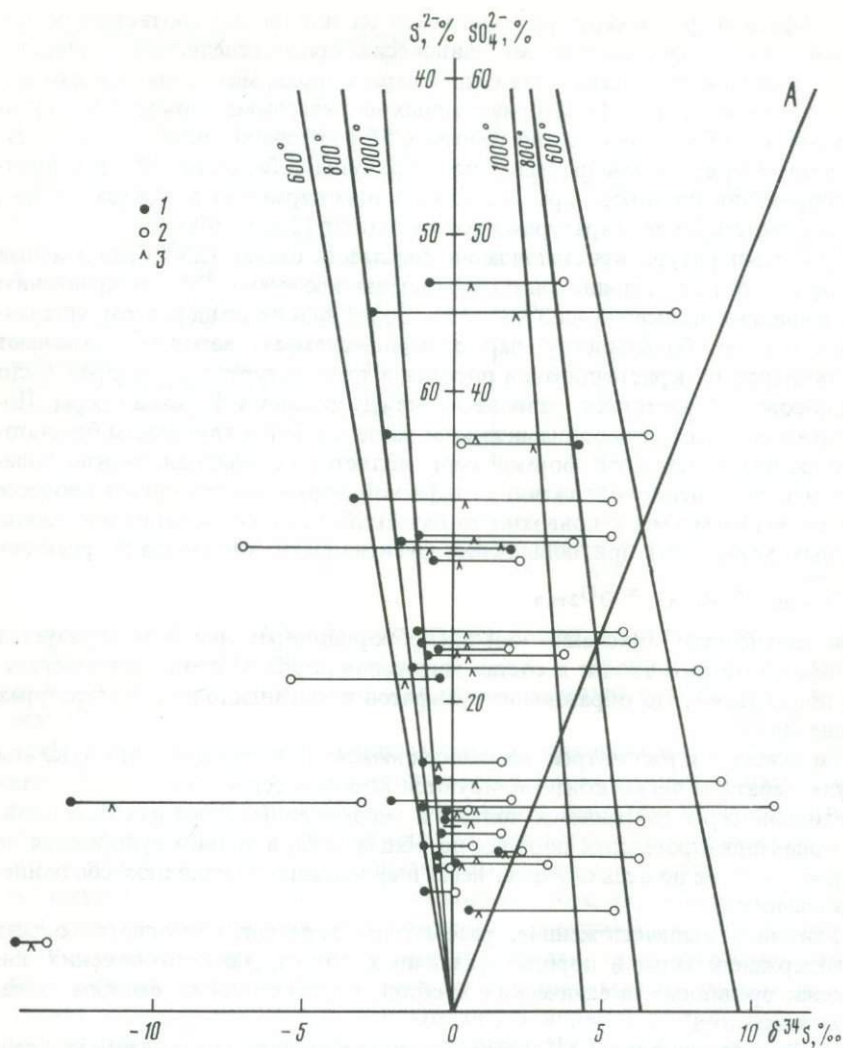


Рис. 2. Вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидной, сульфатной и общей сере неизмененных базальтов в зависимости от отношения $\text{SO}_4^{2-}/\text{S}^{2-}$

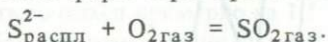
1 — сульфид; 2 — сульфат, 3 — общая сера; OA — линия смешения ювенильной серы с $\delta^{34}\text{S} = 0,0\text{‰}$ и серы океанического сульфата с $\delta^{34}\text{S} = 20\text{‰}$; тонкими линиями показано изменение изотопного состава сульфидной и сульфатной форм серы при равновесных условиях при разных температурах в зависимости от их соотношения

Сравнение изотопного состава сульфидной и сульфатной форм серы в одних и тех же пробах пород показывает, что в ряде образцов он близок. Такое распределение изотопов серы между ее разными формами могло возникнуть, если сульфат образовался при частичном низкотемпературном окислении сульфидов. Возможно, что в ряде случаев окисление происходило в лабораторных условиях при подготовке проб (растирании) для анализа.

Только в небольшом количестве базальтов значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной

и сульфатной форм серы располагаются на или около соответствующих линий, отвечающих изотопному равновесию при определенной температуре; при этом изотопный состав общей серы породы мало отличается от метеоритного значения. Из 38 приведенных на диаграмме пар сульфид—сульфат только в 9 случаях можно говорить об изотопном равновесии, существовавшем между этими формами при образовании базальтов. Фактор фракционирования изотопов серы в этих образцах варьирует от 2,8 до $9,3^{0/00}$, что соответствует температурам образования от 1200 до 900°С.

При температуре кристаллизации базальтов, около 1250°С, первичные сульфаты в них должны быть обогащены изотопом ^{34}S по сравнению с сульфидами примерно на $3^{0/00}$ [16]. Более низкие температуры, устанавливаемые по большинству пар сульфид—сульфат, вероятно, отражают не температуру кристаллизации породы, а температуру, при которой было "заморожено" изотопное равновесие между разными формами серы. Поскольку согласно термодинамическим расчетам [8] в глубинном базальтовом расплаве основной формой серы является сульфидная, можно полагать, что повышение содержания сульфатной формы происходило в процессе продвижения магмы к поверхности базальтов за счет окисления восстановленных форм серы при повышении фугитивности кислорода по реакции



При дальнейшем окислении или диспропорционировании SO_2 образуется сульфат, который входит в состав минералов пород. Изотопные температуры показывают, что образование сульфатов происходило при температурах выше 900°С.

На основании рассмотренных данных можно сделать вывод, что базальты и ультрабазиты легко контаминируются коровой серой. Изотопный состав первичной серы сохраняется только в неизмененных образцах базальтов. В серпентинизированных породах не общая сера, а только сульфидная ее форма (и то не во всех случаях) несет информацию об исходном соотношении изотопов.

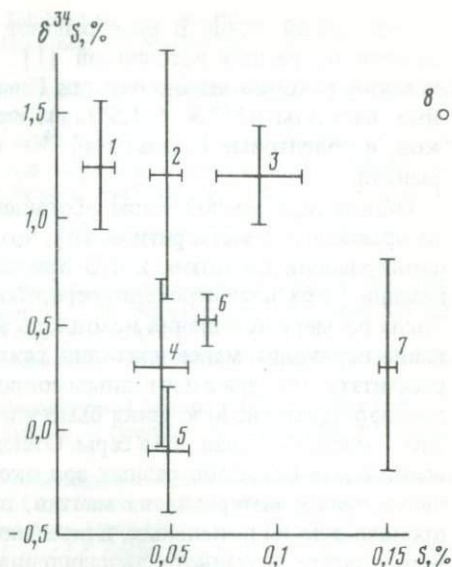
Учитывая вышеизложенное, рассмотрим вариации изотопного состава и содержания серы в породах различных структурно-тектонических зон океана: срединных океанических хребтов, глубоководных желобов, океанического ложа.

Данных по значениям $\delta^{34}\text{S}$ серы базальтов срединно-океанических хребтов сравнительно мало, образцы представлены не стеклом, а закристаллизовавшимися базальтами, потерявшими часть серы в результате дегазации. Однако полученные средние значения $\delta^{34}\text{S}$ для пород различных хребтов можно принять за соответствующие действительным (см. табл. 3).

Базальты Срединно-Атлантического и Индоокеанского хребтов показывают близкие значения $\delta^{34}\text{S}$ как общей серы пород, так и сульфидной и сульфатной ее форм, хотя содержания серы в базальтах Индоокеанского хребта в среднем в 2 раза меньше, чем в Срединно-Атлантическом. Общая сера базальтов этих регионов показывает обогащение тяжелым изотопом ^{34}S до $1,2^{0/00}$ по сравнению с метеоритной. Следует отметить тот факт, что базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия, содержащие такое же количество серы, как и базальты Индоокеанского хребта, имеют серу, почти не отличающуюся по изотопному составу от метеоритной ($\delta^{34}\text{S} = 0,3^{0/00}$).

Рис. 3. Зависимость средних значений $\delta^{34}\text{S}$ от содержаний серы в базальтах различных структурно-тектонических зон океана

1 — Срединно-Атлантический хребт (5 образцов); 2 — Индоокеанский хребт (2 образца); 3 — желоба Филиппинского моря (10 образцов); 4 — Восточно-Тихоокеанское поднятие (8 образцов); 5 — ложе океана (15 образцов); 6 — подводные толеитовые базальты вулкана Килауэа, Гавайские острова (6 образцов); 7 — Галапагосский рифт (2 образца остеклованных базальтов); 8 — остеклованный щелочной базальт, Гавайские острова (1 образец); тонкими линиями показаны среднеквадратичные отклонения средних значений



Базальты океанического ложа также имеют изотопный состав серы, аналогичный метеоритной сере ($-0,1\text{‰}$), а базальты глубоководных желобов Филиппинского моря обогащены тяжелым изотопом ^{34}S в среднем на $1,2\text{‰}$.

На рис. 3 показаны результаты средних значений изотопного состава и содержаний серы в базальтах разных регионов. Как видно, не наблюдается корреляции изотопного состава и содержания серы. Так, базальты желобов содержат в четыре раза меньше серы по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта при одинаковом изотопном составе. Эти данные согласуются со сделанным выше выводом о том, что субмаринная дегазация серы из базальтов не сопровождается существенным изменением изотопного состава серы. Поэтому можно полагать, что наблюдаемая небольшая разница в изотопном составе серы в базальтах из разных районов океана отражает некоторую неоднородность верхней мантии. Вывод о незначительной неоднородности серы в мантии, сделанный на основании в основном кристаллических базальтов, подтверждается и единичными анализами свежих стекол базальтов из Галапагосского рифта, относящегося к Восточно-Тихоокеанскому поднятию, и щелочного базальта с подводной горы Лойхи, Гавайи. Базальты Галапагосского рифта при содержании серы 0,149 и 0,157% имеют среднее значение $\delta^{34}\text{S} = 0,3 \pm 0,5\text{‰}$, а щелочной базальт — 0,18% серы с $\delta^{34}\text{S} = 1,5\text{‰}$ [9].

По Nd—Sr изотопным и геохимическим характеристикам базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия образовались из наиболее деплетированной мантии, в то время как базальты Срединно-Атлантического хребта севернее 30° с.ш. — из менее деплетированной мантии [1]. Учитывая это, можно полагать, что недеплетированная мантия дает расплав с серой, обогащенной ^{34}S по сравнению с метеоритным значением на $1,5\text{‰}$, которое обычно принимается и для серы Земли, а деплетированная — расплав с более изо-

точно легкой серой. В ряде районов океана наблюдаются проявления базальтов из разных источников [1]. По изотопным характеристикам серы к таким районам можно отнести Гавайские острова, где проявлены щелочные базальты ($\delta^{34}\text{S} = 1,5^0/00$), происходящие из глубинных источников, и толеитовые базальты ($\delta^{34}\text{S} = 0,5^0/00$), образовавшиеся из верхней мантии.

Общая сера земной коры обогащена тяжелым изотопом ^{34}S на $1,4^0/00$ по сравнению с метеоритной [6], что, видимо, связано с процессом фракционирования изотопов, когда при частичном выплавлении вещества и дегазации в расплав переходит сера, обогащенная ^{34}S примерно на $1,5^0/00$. Тогда по мере истощения исходного материала в последующие порции расплава переходит менее изотопно тяжелая сера. По формуле Релея можно рассчитать, что сера с изотопным составом $0,0^0/00$ будет выплавляться, если предварительно из источника было удалено более 60% первоначальной серы. Это — очень большая доля серы. Отсюда следует, что если различия, обнаруженные для базальтов разных зон океана, связаны с процессами частичного выплавления материала из мантии, то следует полагать, что выплавление происходило из локальных, длительно функционировавших очагов мантии. В результате поэтапного выплавления значительного по объему материала в очагах происходило "исчёрпание" ряда элементов, в том числе и серы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю.А., Суцневская Н.М., Карпенко С.Ф. Вариации изотопных и геохимических характеристик океанических базальтов как отражение неоднородности верхней мантии. — В кн.: VI Всесоюз. шк. морской геологии: Тез. докл. М.: ИО АН СССР, 1984, т. II, с. 147.
2. Белый В.М., Мигдисов А.А., Барская Н.В., Гриненко В.А. Перераспределение серы и ее изотопов в процессе гидротермального изменения океанических базальтов (скв. 504В. Коста-риканский рифт). — Геохимия, 1984, № 3, с. 390–402.
3. Гриненко Л.Н., Гриненко В.А. Содержание и изотопный состав серы океанических базальтов. — В кн.: Советско-японский симпоз. по изотопной геологии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 30–33.
4. 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, с. 199–206.
5. Гриненко Л.Н., Шараськин А.Я., Дурасова Н.А. Изотопный состав и содержание серы в комплексах пород, слагающих борта Марианского и Ялского желобов. — В кн.: VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 222–223.
6. Мигдисов А.А., Гриненко В.А., Ронов А.Б. Резервуары серы в осадочной оболочке и земной коре. — В кн.: Глобальный биогеохимический цикл серы и влияние на него деятельности человека. М.: Наука, 1983, с. 32–86.
7. Нестеренко Г.В., Гриненко В.А. Сульфаты океанической воды — источник сульфидной серы карбонатных прожилков в базальтах дна Филиппинского моря. — Геохимия, 1982, № 3, с. 357–363.
8. Рябчиков И.Д. Летучесть серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1972, т. I, с. 297–314.
9. Сакаи Х., Уеда А., Дес Маруас Д.И., Мур И.Г. Концентрация и изотопные соотношения углерода, азота и серы в базальтах океанического дна. — В кн.: Советско-японский симпоз. по изотопной геологии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 29–30.
10. Field C.W., Dymond J.R., Heath G.R. et al. Sulfur isotope reconnaissance of epigenetic pyrite in ocean-floor basalts, Leg 34 and elsewhere. — In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1976, vol. 34, p. 381–384.

11. *Kanehira K., Yui S., Sakai H., Sasaki A.* Sulphide globules and sulfur isotope ratios in the abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 30°N latitude. – *Geochem. J.*, 1973, vol. 7, N 1, p. 89–96.
12. *Krouse H.R., Brown H.W., Farquerson R.B.* Sulfur isotope compositions of sulphides and sulphates, DSDP, Leg 37. – *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, vol. 14, N 4, p. 787–793.
13. *Migdisov A.A., Belyi V.M., Barskaja N.V., Grinenko V.A.* The concentration and isotope composition of sulfur from the Galapagos mounds area sediments, Leg 70, DSDP. – In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1980, vol. 59, p. 631–640.
14. *Moore J.G., Fabbri B.F.* An estimate of the juvenile sulphur content of basalt. – *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1971, vol. 33, N 1, p. 118–127.
15. *Puchelt H., Hubberten H.W.* Preliminary results of sulfur isotope investigations on deep sea drilling project cores from Legs 52 and 53. – In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.), 1980, vol. 51/53, pt 2, p. 1145–1148.
16. *Sakai H.* Isotopic properties of sulphur compounds in hydrothermal processes. – *Geochem. J.*, 1968, vol. 2, N 1, p. 29–49.
17. *Sakai H., Casadevall E.J., Moore J.R.* Chemistry and isotope ratios of sulfur in basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1982, vol. 46, N 5, p. 729–738.
18. *Sakai H., Ueda A., Field C.W.* $\delta^{34}\text{S}$ and concentration of sulfur in some ocean-floor basalts and serpentinites. – In: Short pap. of 4th Intern. conf. geochronol., cosmochronol., isotope geol., 1978, p. 372–374. (US Geol. Surv. Open-File Rep.; N 78-701).
19. *Sakai H., Gunlangson E., Tomasson J., Rouse J.E.* Sulfur isotope systematics in Icelandic geothermal systems and influence of seawater circulation at Reykjanes. – *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980 vol. 44, N 7, p. 1223–1231.

УДК 550.42

*С.Ф.Карпенко, Ю.А.Балашов, А.В.Ляликов,
А.Л.Девирц, А.Я.Шараськин*

ИСТОЧНИК МАГМАТИЗМА НЕКОТОРЫХ ОСТРОВНЫХ ДУГ ПО ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение природы магматических пород зон перехода океан–континент имеет огромное значение, поскольку с решением этих вопросов связаны в конечном счете многие важные проблемы геодинамики, тектоники и т.д. Для выяснения природы этих пород привлекаются разнообразные геологические, петрологические и геохимические методы. Представляется, что существенную роль при этом могут сыграть изотопно-геохимические исследования, в частности изучение изотопного состава неодима и стронция.

Принято считать, что обратная зависимость изотопных отношений Sr и Nd в толеитах срединных океанических хребтов, щелочных базальтах океанических островов и плато-базальтах континентов, известная как "линия мантийной корреляции" [9, 14, 16 и др.], характеризует собой породы мантийного происхождения. В соответствии с этим всякое отклонение точек исследованных пород от этой линии рассматривается как указание на процессы смешения двух и более компонентов при их образовании. В частности, известные примеры отклонения точек пород островодужных ассоциаций вправо от линии мантийной корреляции интерпретируются большинством авторов как свидетельство участия в процессах их образования материала земной коры [7, 8, 11]. По-видимому, определяющую роль в именно

такой интерпретации изотопных данных для пород островодужных ассоциаций играли положения новой глобальной тектоники, в соответствии с которыми субдукция океанских плит под континентальные должна приводить к плавлению погрузившегося материала и образованию соответствующих пород, слагающих ныне островные дуги.

В 1976 году английскими учеными [13] было установлено, что изотопный состав Sr толеитов Срединно-Атлантического хребта может в значительной мере изменяться в результате взаимодействия с морской водой. В настоящей работе мы использовали эту методику, чтобы попытаться выявить подобный эффект и для пород в зонах перехода океан—континент, т.е. в тех районах, где всякие отклонения точек изотопных составов от линии мантийной корреляции традиционно рассматривались как указание на взаимодействие мантийного и корового материала. Кроме того, в некоторых из исследованных нами пород был определен изотопный состав водорода с целью получения более полной информации об их природе.

Методы анализа

Водород. Тщательно отобранные под бинокулярным микроскопом кусочки стекла вулканических пород размером в несколько миллиметров без видимых следов изменения прогревались в вакуумной системе при температуре 200°С. После этого проба нагревалась до 1190°С, выделившаяся при этом вода очищалась от других летучих компонентов, пропускалась через горячий урановый реактор (700°С). Образовавшийся водород собирался в стеклянную ампулу, заполненную цеолитом, при температуре жидкого азота. Таким путем удалось добиться почти 100%-го извлечения водорода. Измерения изотопного состава водорода проводились на масс-спектрометре MX-1307, специально реконструированном для анализа природных концентраций дейтерия [2]. Погрешность анализа при такой методике, включая химическую подготовку проб, составляла $\pm 3\text{‰}$ (1σ).

Стронций и неодим. Использованные в настоящей работе методы разложения проб и их химической обработки с целью выделения препаратов Sr и Nd для масс-спектрометрических измерений в общих чертах повторяют методику, разработанную Де Паоло в Калифорнийском технологическом институте [10]. Для анализа отбирались пробы пород без видимых следов изменений (фракция 0,25–1,00 мм) общей массой 1–1,5 г. Часть этих проб массой 500–800 мг обрабатывалась сначала при комнатной температуре 1,5 н. раствором HCl и разлагалась затем в смеси HF и HCl во фторпластовой посуде. После полного разложения пробы раствор упаривался и многократно обрабатывался 6–7 н. HCl для перевода полученных солей в хлориды. Осадки хлоридов растворялись в 1,5 н. HCl.

На первом этапе выполнения данной работы для части проб, а в дальнейшем — для всех была введена дополнительная операция — предварительное выщелачивание проб в 4 н. HCl при повышенных температурах (120–130°С), аналогичное процедуре, использованной впервые английскими учеными при анализе вулканических пород срединных океанических хребтов [13]. Цель этой операции — устранение возможной контаминации проб стронцием морской воды. В HCl-вытяжку при этом уходило до 80% присутствовавшего в породе Sr и значительно меньшее (до 10%) количество

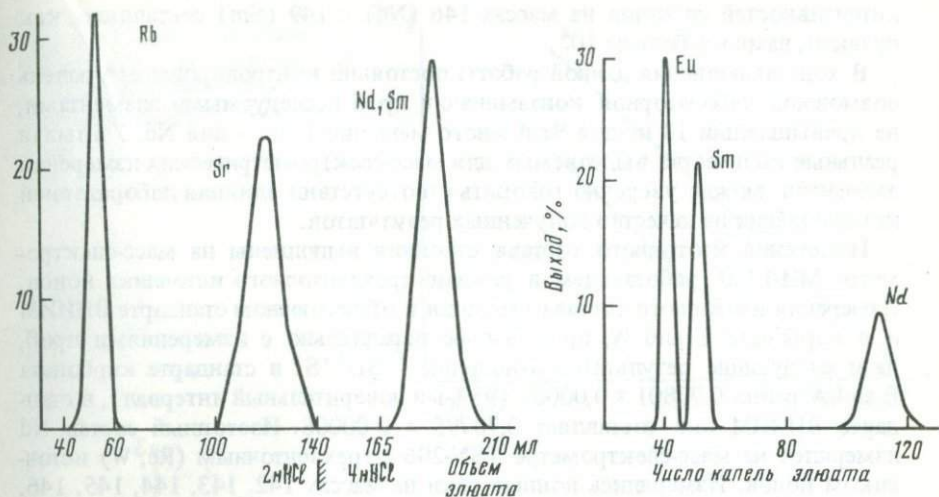


Рис. 1. Кривые элюирования Rb, Sr и P33

Смола AG-50 W-X8; колонка: $h = 17$ см, $d = 1,0$ см

Рис. 2. Кривые элюирования Eu, Sm и Nd

Смола AG-50 W-X4; колонка: $h = 31$ см, $d = 0,2$ см; элюент: 0,2 M α -оксиизомаляная кислота, pH = 4,6

Nd. Оставшаяся неразложившейся часть пробы растворялась затем в смеси HF и HCl, как описано выше.

После предварительного определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd в полученном растворе каждой пробы, выполненного методом изотопного разбавления без предварительного разделения элементов и их отделения от сопутствующих компонентов, из раствора отбиралась аликвота, содержащая примерно 1,0 мкг Nd, и подвергалась двухступенчатому разделению на ионно-обменных колонках. На первой ступени (кварцевая колонка с внутренним диаметром 1 см, катионит BiO Rad 50W-X8, 200–400 меш, высота слоя 17 см, элюент — 2 н. и 4 н. HCl, скорость капания — 0,2–0,3 мл/мин) выделялись чистые препараты Sr и смесь P33, подвергавшаяся затем дополнительному разделению. На второй ступени (толстенный капилляр с внутренним диаметром 2 мм, катионит BiO Rad 50W-X4, 200–400 меш, высота слоя 32 см, элюент — α -оксиизомаляная кислота, скорость капания — 1 капля объемом ~0,04 мл за 2 мин) происходило полное разделение Sm и Nd. Колонки предварительно калибровались с использованием искусственных радиоактивных изотопов ^{86}Rb , ^{85}Sr , ^{153}Sm (^{152}Eu) и ^{147}Nd . Кривые элюирования, приведенные на рис. 1 и 2, показывают в целом вполне удовлетворительную воспроизводимость.

Для проверки полноты разделения Sm и Nd и определения степени извлечения Nd была проведена серия экспериментов по разделению искусственно приготовленной смеси этих элементов с использованием масс-спектрометрического метода изотопного разбавления. Во всех случаях извлекалось не менее 80% исходного количества Nd в смеси, при этом соотношение

интенсивностей сигналов на массах 146 (Nd) и 149 (Sm) составляло, как правило, намного больше 10^4 .

В ходе выполнения данной работы постоянно контролировался уровень возможной лабораторной контаминации проб исследуемыми элементами, не превышавший 10 нг для Sr и много меньший 1 нг — для Nd. Учитывая реальные количества выделяемых для масс-спектрометрических измерений элементов, можно уверенно говорить об отсутствии влияния лабораторной контаминации на качество полученных результатов.

Измерения изотопного состава стронция выполнены на масс-спектрометре МИ-1320, работающем в режиме трехленточного источника ионов. Измерения изотопного состава стронция в общесоюзном стандарте ВНИИМ и в карбонате E and A, проведенные параллельно с измерениями проб, дали следующие результаты: отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте карбоната E and A равно $0,70801 \pm 0,00005$ (95%-ый доверительный интервал), в стандарте ВНИИМ оно составляет $0,70795 \pm 0,00008$. Изотопный состав Nd измерялся на масс-спектрометре TSN-206 с трехленточным (Re, W) источником ионов. Измерялись ионные токи на массах 142, 143, 144, 145, 146, 148 и 150. Стабильный ток ионов Nd^+ порядка 10^{-12} А сохранялся несколько часов, в течение которых проводилось не менее двухсот сканирований. Нормализация измеренных величин изотопных отношений проводилась по отношению $^{150}\text{Nd}/^{142}\text{Nd} = 0,209627$.

Средние значения изотопных отношений Nd в лабораторном стандарте ГЕОХИ по данным одиннадцати измерений, выполненных на протяжении более чем полугода, равны: $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 1,13833 \pm 4$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511713 \pm 23$; $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,348970 \pm 16$; $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,724099 \pm 43$; $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,243081 \pm 15$; $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,238620 \pm 11$; близкие значения отношений получены и для нерадиоогенных изотопов в реальных геохимических пробах.

Результаты и их обсуждение

Полученные в данном исследовании результаты приведены в табл. 1 и на рис. 3–5.

Прежде всего обращает на себя внимание весьма существенное влияние стронция морской воды на изотопный состав стронция изученных пород. Так, для бонинита из фронтальной зоны Марианской дуги (458-28-1) первоначально измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно $0,70419 \pm 9$, тогда как после кислотного выщелачивания оно уменьшилось до $0,70363 \pm 5$. Примечательно, что эффект воздействия морской воды на породы островодужных ассоциаций выявляется и при рассмотрении опубликованных данных по этим породам. На рис. 4 приведены результаты определения изотопного состава Sr и Nd в породах данного типа, заимствованные из табл. 1 и работ [4, 5, 7, 8, 9]. Видно, что при общем отклонении точек пород островодужных ассоциаций вправо и вниз от линии мантийной корреляции для отдельных островных дуг выявляются достаточно четкие горизонтальные тренды в расположении точек. Такое смещение точек вправо, в сторону более высоких значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, действительно отражает контаминацию пород стронцием морской воды, так как изотопная характеристика Nd при этом остается неизменной. Последнее легко понять, принимая во

Рис. 3. Влияние кислотного выщелачивания на изотопный состав стронция в породах
1 – базальты; 2 – бониниты

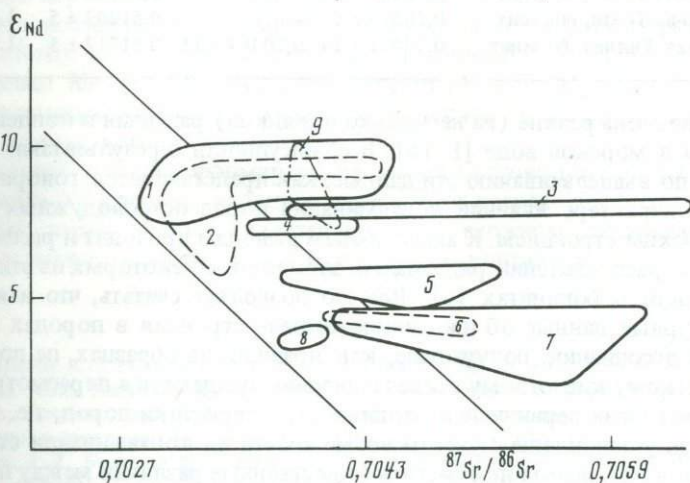
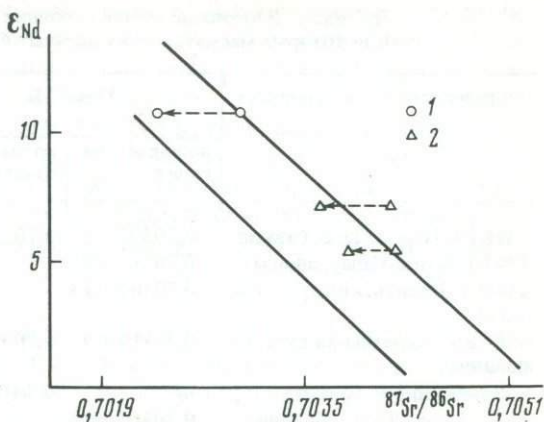


Рис. 4. Изотопный состав неодиима и стронция в породах островных ассоциаций (по [4, 5, 7, 8, 9] и табл. 1)

1 – Алеутская и Курило-Камчатская дуги; 2 – Марианская дуга; 3 – Новая Каледония; 4–8 – бониниты: 4 – Марианская дуга, 5 – Папуа-Новая Гвинея, 6 – Бонин, 7 – Кипр, 8 – Тонга, 9 – Южно-Сандвичева дуга, базальты

Рис. 5. Диаграмма зависимости изотопных составов неодиима и стронция в изученных породах. Номера точек на графике соответствуют номерам образцов в табл. 1

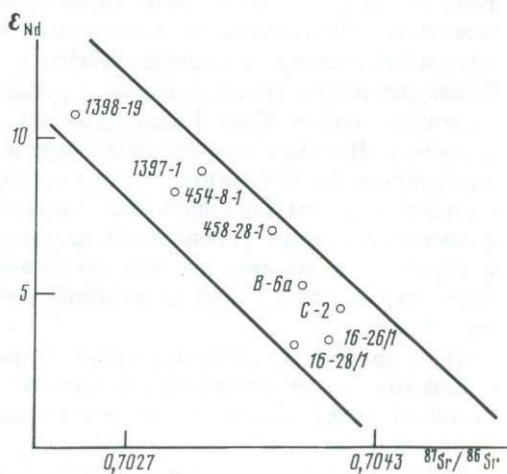


Таблица 1. Изотопный состав стронция, неодима и водорода в некоторых магматических породах Филиппинского моря

Образец, его характеристика	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	H_2O^+ %	δD , ‰/‰
	до выщелачивания	после выщелачивания			
1398-19, Паресе-Вела, базальт	0,70300 ± 8	0,70236 ± 26	0,51240 ± 4	—	—
1397-1, Кюсю-Палау, андезит	0,70317 ± 9	—	0,51231 ± 3	—	—
454-8-1, Марианский трог, базальт	0,70300 ± 13	—	0,51227 ± 5	—	—
458-28-1, Марианская дуга, бонинит	0,70419 ± 9	0,70363 ± 5	0,51221 ± 4	1,75	-64
C-2, о-ва Бонин, бонинит	—	0,70408 ± 17	0,51208 ± 7	—	—
16-26/1, о-ва Тонга, бонинит	0,70400 ± 13	—	0,51203 ± 4	—	—
16-28/1, о-ва Тонга, бонинит	0,70379 ± 5	—	0,51202 ± 5	1,00	-55
V-6а, Новая Гвинея, бонинит	0,70421 ± 14	0,70384 ± 11	0,51212 ± 5	1,50	-77

внимание очень резкие (на несколько порядков) различия в концентрациях Sr и Nd в морской воде [1, 15]. В совокупности с результатами экспериментов по выщелачиванию эти данные, как представляется, говорят о наложенном характере явлений контаминации пород островодужных ассоциаций морским стронцием. К аналогичным выводам приводит и рассмотрение данных о распределении ряда малых элементов в некоторых из этих пород, в частности в бонинитах [6]. Все это позволяет считать, что имеющиеся литературные данные об изотопном составе стронция в породах островодужных ассоциаций, полученные, как правило, на образцах, не подвергнутых жесткому кислотному выщелачиванию, нуждаются в пересмотре.

Рассматривая первичные изотопные характеристики пород, т.е. те, которые были установлены с учетом возможности их контаминации стронцием морской воды, нельзя не отметить существенные различия между породами разных петрологических типов (рис. 5). Так, базальты котловины Паресе-Вела (1398-19) по изотопным характеристикам Sr и Nd полностью отвечают базальтам срединных океанических хребтов, т.е. эти породы образовались из источника, отождествляемого с резко деплетированной мантией. Менее деплетированные источники устанавливаются по этим данным для андезитов хребта Кюсю-Палау (1397-1) и базальтов Марианского трога (454-8-1). Наконец, еще более близкие к неизменной мантии источники характерны для бонинитов. Из этих данных следует, что в пределах островодужных систем Филиппинского моря мы имеем дело, с одной стороны, с достаточно четко проявленной неоднородностью мантии, а с другой — с переменной во времени и в пространстве активизацией различных ее резервуаров, что говорит о сложном геодинамическом режиме развития этой зоны.

Для получения дополнительной информации об изотопном составе бонинитов, характеризующихся наряду с прочими особенностями повышенными содержаниями воды, был определен изотопный состав водорода в этих породах. Как видно из таблицы, наши данные в целом подтверждают представления о повышенной водонасыщенности бонинитовой магмы (за-

метим, что в предварительном сообщении [3] были ошибочно указаны более низкие концентрации воды в этих породах, что связано с недостаточно точной калибровкой системы напуска водорода на ранней стадии исследования). Значения δD в изученных бонинитах (от -55 до -77 ‰ относительно SMOW) целиком отвечают интервалу величин, характерных для ювенильной воды (для сравнения можно отметить, что вода, выделенная из оливиновых нодул мантийного происхождения, характеризуется значениями $\delta D = -85$ ‰ [12], а вода флогопитов из верхней мантии и нижней части земной коры характеризуется значениями δD , равными -48 ‰ [17]).

При анализе изотопного состава пород островодужных и, видимо, других ассоциаций следует иметь в виду возможность их контаминации стронцием морской воды. В отдельных случаях это может приводить к очень резкому искажению первичных изотопных характеристик пород.

Породы исследованных нами островодужных ассоциаций образовались из мантийных источников, отвечающих различным зонам негомогенной в отношении Rb-Sr и Sm-Nd систем верхней мантии. При этом наименее деплетированные источники бонинитов содержат в своем составе воду, видимо, ювенильного происхождения.

Длительная история формирования пород островодужных ассоциаций и изменение во времени, наряду с изменением петрологического типа, их изотопных характеристик свидетельствует о сложном геодинамическом режиме развития активных зон перехода океан-континент.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 213 с.
2. Девириц А.Л., Лагутина Е.П., Уханов А.В., Филиппов А.Г. D/H в серпентине из кембрийских трубок Якутии. — В кн.: IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: Наука, 1982, т. I, с. 136–138.
3. Девириц А.Л., Балашов Ю.А., Карпенко С.Ф. и др. Мантийное отношение D/H в бонинитах островных дуг. — В кн.: Всесоюз. школа-семинар по методам изотопной геологии: Тез. докл. М.: Наука, 1983, с. 63–65.
4. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышев И.В. и др. Происхождение магм Алеутской и Курильской островных дуг по результатам изучения изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и распределения РЗЭ. — В кн.: IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: Наука, 1982, т. I, с. 12–14.
5. Журавлев Д.З., Цветков А.А., Чернышев И.В. Изотопная зональность Курильской островной дуги по данным изучения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. — В кн.: Всесоюз. школа-семинар по методам изотопной геологии: Тез. докл. М.: Наука, 1983, с. 60–61.
6. Карпенко С.Ф., Шараскин А.Я., Балашов Ю.А. и др. Изотопно-геохимические критерии происхождения бонинитов. — Геохимия, 1984, № 7, с. 963–975.
7. Cameron W.E., McCulloch M.T., Walker D.A. Boninite petrogenesis: chemical and Nd-Sr isotopic constraints. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 65, N 1, p. 75–89.
8. Cohen R.S., O'Nions R.K. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, vol. 61, N 1, p. 73–84.
9. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. — Geophys. Res. Lett., 1977, vol. 4, N 10, p. 465–468.
10. De Paolo D.J. Study of magma sources, mantle structure and the differentiation of the Earth from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in igneous rocks: Ph.D. thesis/ CalTech. Pasadena (Cal.), 1978. 360 p.

11. Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: Implications for their source. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1982, vol. 46, N 11, p. 2099–2115.
12. Kuroda Y., Suzuoki T., Matsuo S. Hydrogen isotope composition of deep-seated water. — *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 60, N 2, p. 311.
13. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Sr isotope and rare earth element geochemistry of DSDP Leg 37 basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 3, p. 255–261.
14. 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, N 1, p. 13–22.
15. Piepgras D.J., Wasserburg G.J. Neodimium isotopic variations in seawater. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 50, N 2, p. 128–138.
16. Richard P., Shimizu N., Allègre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a natural tracer: An application to oceanic basalts. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 31, N 3, p. 269–278.
17. Sheppard S.M.F., Epstein S. D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of minerals of possible mantle or lower crustal origin. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 9, N 2, p. 232.

УДК 550.4; 550.42; 551.35

Д.З. Журавлев, А.А. Цветков, А.З. Журавлев,
Н.Г. Гладков, И.В. Чернышев

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА И СТРОНЦИЯ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЕНЕЗИСА ОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМ

Активные зоны перехода от океана к континенту, наиболее ярким выражением которых являются островные дуги, занимают одно из ключевых мест в современных концепциях строения, эволюции и взаимодействия верхних оболочек Земли. Это связано с тем, что именно островодужный процесс, как считается [10, 11, 15], ответственен за переработку океанической коры в континентальную и приводит к закономерному и необратимому увеличению общего объема континентальной массы. Несмотря на то, что магматизм многих островных дуг изучен к настоящему времени довольно детально, имеющиеся данные не позволяют однозначно решить вопрос о его природе. Традиционных петролого-геохимических методов исследования оказывается явно недостаточно, чтобы вплотную подойти к решению одного из главных вопросов магматической петрологии — как, где и из чего образуются магматические расплавы, как они эволюционируют на пути от места зарождения до поверхности Земли. С развитием техники и точности масс-спектрометрического анализа стало возможным широкое применение изотопных методов исследований, в частности с использованием изотопов неодима и стронция, которые могут дать весьма ценную информацию об источниках эндогенного материала, поставляемого вулканами активных окраин океанов и континентов. За последние несколько лет с разной степенью детальности исследован изотопный состав неодима и стронция в четвертичных вулканитах большинства островодужных систем [20, 22, 23, 25, 28–30 и др.]. Совокупность полученных данных свидетельствует о чрезвычайной сложности магматического процесса. Так, в ряде работ [19, 26 и др.] было показано, что различные магматические серии островных дуг

происходят из разных источников, причем последние нередко бывают многокомпонентными, а сам процесс магмообразования часто осложняется явлениями смешения расплавов, ассимиляции корового материала и фракционирования в промежуточных и близповерхностных очагах. Сейчас становится все более очевидным, что сложность и многоплановость проблемы островодужного петрогенезиса требует весьма тщательного и детального изучения каждой отдельно взятой островодужной системы без механического применения к ней выводов, полученных на материале других островных дуг. Лишь заключительный синтез "региональных" моделей магмообразования может дать в результате стройную, внутренне непротиворечивую концепцию островодужного магматизма.

В настоящей статье приводятся и обсуждаются первые данные по изотопному составу неодайма и стронция в продуктах современного вулканизма Курильской островной дуги. Коллекция образцов вулканических пород была собрана в ходе работ А.А.Цветкова на островах Симушир, Итуруп и Кунашир, а также в 11 и 15 рейсах научно-исследовательского судна "Вулканолог" с подводных гор и на островах Курильской дуги при участии Г.П.Авдейко, О.Н.Волынца, Н.Г.Гладкова, А.А.Цветкова.

Геолого-тектоническая характеристика Курильской островной дуги

Курильская островная дуга протяженностью свыше 2000 км и шириной 150—200 км является второй по величине после Алеутской островодужной морфоструктурой северо-западной части Тихого океана. По своему тектоническому строению, геоморфологии, составу и возрасту горных пород Курильская дуга отчетливо подразделяется на три структурно-формационные зоны (рис. 1): *I* — фронтальную, представленную Малой Курильской грядой и ее подводным продолжением — поднятием Витязя; *II* — осевую и *III* — тыловую зоны Большой Курильской гряды. Основа структурного районирования Курильской дуги была заложена Г.П.Горшковым [3].

Наиболее древние, позднемиоценовые и палеогеновые магматические образования, относящиеся к известково-щелочной и шощонитовой сериям, развиты на Малой гряде [2]. В пределах этой части Курильской дуги вулканическая деятельность прекратилась в палеогене, и изверженные породы более молодого возраста здесь отсутствуют. Начиная с неогена, т.е. сразу же вслед за затуханием магматической активности на Малой Курильской гряде вулканизм проявляется в осевой зоне Больших Курил. Тыловая (западная) структурно-формационная зона представлена многочисленными новейшими подводными вулканами, лишь небольшая часть которых образует мелкие острова и полуострова с охотоморской стороны Большой Курильской гряды. Возраст древнейших вулканов не превышает здесь нескольких миллионов лет. Именно в тыловой зоне располагается большая часть современных активных вулканов Курильской островной дуги. Закономерное уменьшение возраста магматических пород с востока на запад, вкрест простираения дуги, позволяет вполне определенно говорить о постепенной миграции фронта вулканической активности в интервале мел-плейстоцен в направлении от Тихого океана к Азиатскому континенту.

Четвертичные вулканические продукты Курильской островной дуги от-

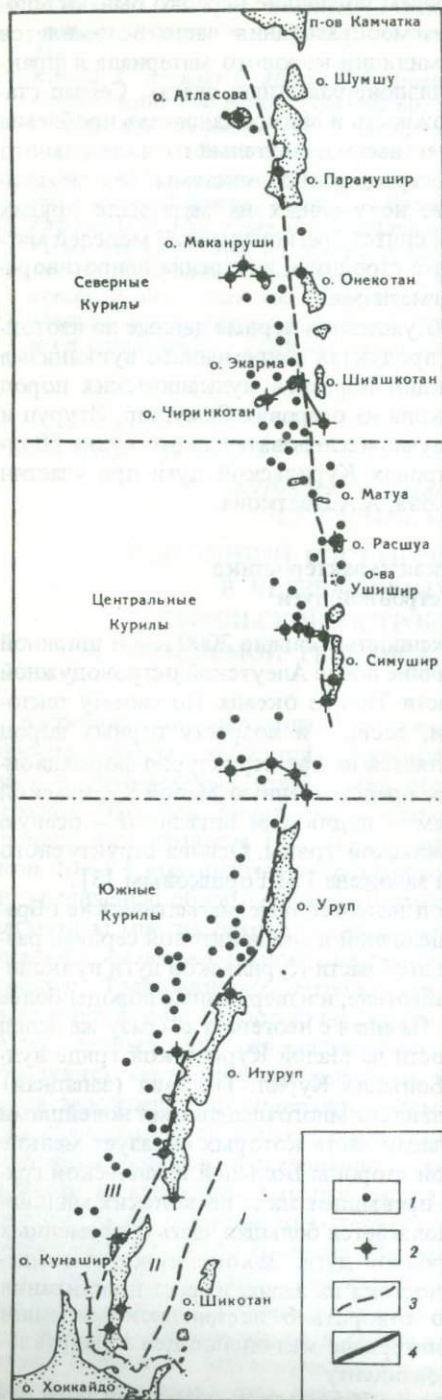
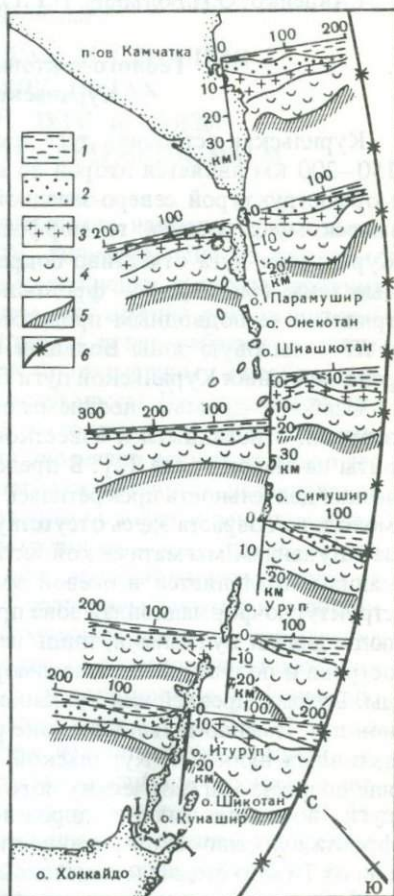


Рис. 1. Схема структурного районирования Курильской островной дуги

I—III — структурно-формационные зоны: I — фронтальная, II — осевая, III — тыловая; 1 — подводные и некоторые наземные вулканы; 2 — вулканы, лавы которых проанализированы на изотопный состав Sr и Nd; 3 — граница между осевой и тыловой зонами, проведена в учет изотопных данных, полученных в настоящей работе; 4 — профили, пройденные вкрест простирания дуги (11 и 15 рейсы научно-исследовательского судна "Вулканолаг")

Рис. 2. Строение земной коры Курильского региона, по [13]

1 — вода; 2 — осадки; 3 — "гранитно-метаморфический" слой; 4 — "базальтовый" слой; 5 — поверхность Мохоровичича; 6 — ось Курильского глубоководного желоба



носятся в основном к известково-щелочной магматической серии и представлены широким спектром пород от базальтов до риолитов, но преобладают в объемном отношении андезитобазальты. Общая щелочность пород возрастает с востока на запад, что приводит к появлению в тыловой зоне дуги пород К-Na субщелочной базальтовой серии (о. Атласова и ряд подводных вулканов). Вопросы петрохимической зональности Курильской островной дуги вслед за Г.П.Горшковым [3] были подробно рассмотрены Б.Н.Пискуновым [12], который на основе разработанного им "индекса классификации" построил карту петрохимической зональности дуги. Г.П.Авдейко с соавторами [1] показали, что поперечная зональность существует практически по всем петрогенным и редким элементам.

По простиранию Курильская островная дуга подразделяется на три сегмента: Северные, Центральные и Южные Курилы. Согласно данным ГСЗ и гравиметрии, обобщенным в работах И.П.Косминской и др. [7], М.С.Маркова [10], К.Ф.Сергеева [14], Р.И.Родионовой и В.И.Федорченко [13], земная кора Курильского региона имеет частью субконтинентальное, частью субокеаническое строение. Характерно, что зоны с различными мощностями земной коры имеют линейное расположение, согласное с простиранием островной дуги. Максимальная мощность земной коры (несколько более 30 км) свойственна северному и южному участкам островного склона глубоководного желоба, а также району Северных Курильских островов (рис. 2). На участке Южных Курил мощность коры уменьшается от 25 км на Малой гряде до 15 км под островами Уруп, Итуруп, Кунашир. Для центрального сегмента дуги характерна минимальная мощность земной коры (около 10 км), близкая к таковой типичной океанической коры.

Под Курильской островной дугой отчетливо фиксируется сейсмофокальная зона, имеющая сложную конфигурацию [18]. При общем преобладании напряжений сжатия в ней отмечаются участки с напряжениями растяжения, которые с увеличением глубины сейсмофокальной зоны смещаются с флангов дуги к центру. Очевидно, такие участки могут иметь большое значение как для локализации магм, так и их подъема к дневной поверхности. Следует подчеркнуть также наличие поперечных к простиранию Курильской дуги тектонических зон (зона Буссоль и др.), являющихся магмоконтролирующими и нередко влияющими на петрогеохимическую зональность четвертичного вулканизма [4, 12].

Характеристика образцов и методика изотопного анализа

Изотопный состав неодима и стронция в четвертичных вулканитах осевой и тыловой зон Курильской островной дуги был изучен на всем ее протяжении от п-ва Камчатка до о-ва Хоккайдо (острова Атласова, Парамушир, Чиринкотан, Маканруши, скала Авось, скалы Ловушки, Онекотан, Ушишир, Экарма, Симушир, Броутона, Чирпой, Итуруп, Кунашир и ряд подводных вулканов). Для исследования изотопной зональности вкрест простирания дуги были пройдены четыре профиля: 1) скала Авось—о-в Онекотан; 2) о-в Чиринкотан—скала Ловушки; 3) в районе пролива Дианы; 4) в районе пролива Буссоль. Всего проанализировано 26 образцов, из них 7 представлены базальтами, 9 — андезитобазальтами, 9 — андезитами и 1 — дацитом.

Таблица 1. Воспроизводимость изотопного анализа неодима в стандартной горной породе BCR-1

Дата	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Дата	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
24.05.82	0,512641 ± 26	10.12.83	0,512634 ± 21
16.02.83	0,512641 ± 21	11.12.83	0,512625 ± 17
18.02.83	0,512609 ± 20	03.03.84	0,512613 ± 21
23.02.83	0,512630 ± 8	07.03.84	0,512629 ± 18
11.03.83	0,512639 ± 19	23.03.84	0,512621 ± 20
02.12.83	0,512632 ± 20	Среднее	0,512629 ± 7
09.12.83	0,512637 ± 13		

Примечание. Нормировано по $146/144 = 0,7219$.

В петрографическом отношении изученные базальты представляют собой порфиоровые плотные, реже пузыристые (шлаковые) породы, состоящие из вкрапленников (20–35%) и основной массы (65–80%). Вкрапленники представлены плагиоклазом (15–25%), клино- и ортопироксеном (соответственно 10–15 и 5–10%), оливином (2–5%) и титаномагнетитом (1–2%). Основная масса – окисленное буровато-черное стекло с редкими микролитами плагиоклаза и клинопироксена. Это типичные "гиперстеновые базальты", являющиеся индикаторным петрографическим видом известково-щелочной магматической серии [9]. Андезитобазальты и андезиты отличаются от базальтов меньшим содержанием оливина, вплоть до его полного исчезновения, более кислым составом плагиоклаза (до An_{30}) и появлением, особенно часто в породах тыловой зоны, амфибола – бурой роговой обманки (до 7–8%). Наиболее кислые среди изученных пород – дациты о-ва Ушишир образованы вкрапленниками плагиоклаза (15%), кварца (35%), амфибола (1–2%), авгита (1–2%), гиперстена (2%) и магнетита (1%) в гиалопилитовой флюидальной матрице.

Присутствие гидроксилсодержащих минеральных фаз в андезитобазальтах и более кислых вулканитах свидетельствует о "водном" характере исходных магматических расплавов. Андезитовые лавы о-ва Чиринкотан содержат многочисленные включения ультраосновных пород – лерцолитов и гарцбургитов, являющихся, по данным А.А.Цветкова и Г.П.Авдейко [16], отторженцами офиолитовых пластин в основании центрального сегмента Курильской островной дуги. Таким образом, геофизические данные об океаническом или субокеаническом типе строения коры центральных Курил подкрепляются и чисто геологическими фактами.

Неодим и стронций анализировались в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320 по методике, описанной ранее [5, 17]. Точность изотопного анализа составляла около 0,005% для неодима и 0,007% для стронция. Поскольку вариации изотопных отношений стронция и особенно неодима в лавах Курильской островной дуги весьма малы, особое внимание было уделено контролю воспроизводимости изотопных измерений. Двенадцать параллельных анализов неодима из стандартной горной породы Геологической службы США BCR-1 дали средний результат $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512629 \pm 7$ (95%-ный доверительный интервал)

(табл. 1), что хорошо согласуется с данными других лабораторий [5]. (Коррекция на фракционирование изотопов неодима осуществлялась по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$). Как следует из данных табл. 1, оценка точности единичного анализа, соответствующая 95%-ному доверительному интервалу, является достаточно надежной, так как ни одно из полученных значений не отклоняется от общего среднего на величину, большую своей погрешности.

Результаты измерений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ приведены к значению для стандарта E and A 0,70800 или для стандарта SRM-987 — 0,71022. Средние измеренные величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для этих стандартов равны соответственно: $0,70808 \pm 2$ и $0,71030 \pm 2$ [17].

Обсуждение результатов

Данные изотопного анализа неодима и стронция в четвертичных лавах Курильской островной дуги представлены в табл. 2 и на рис. 3–5. Анализируя последние, можно видеть, что изотопные характеристики неодима и стронция в целом занимают довольно компактную область и располагаются в поле так называемой "мантийной корреляции" [21] и несколько правее ее. Масштаб вариаций изотопных отношений очень невелик и составляет около $\pm 0,015\%$ по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $\pm 0,04\%$ по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что сравнимо с вариативностью этих параметров в базальтах срединно-океанических хребтов (MORB N-типа), мантийный источник которых, как предполагается, однороден. Тем не менее благодаря высокой точности проведенного изотопного анализа, удачному подбору геологического материала и большому количеству измеренных образцов, на фоне кажущегося однородного распределения изотопных характеристик удается выделить некоторые весьма важные закономерности. Так, породы осевой зоны имеют в основном более высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис. 3). Хотя на профилях, пройденных вкрест простираения дуги, изменение изотопных отношений происходит не всегда одинаково (см. рис. 5), отмеченная особенность становится достаточно отчетливой при рассмотрении данных для всей Курильской дуги в целом, а также для каждого из трех составляющих ее сегментов — северного, центрального и южного. Однако в пределах каждого из этих сегментов поперечная изотопная зональность имеет несколько различных вид. Если на Средних Курилах породы осевой и тыловой зон обладают практически одинаковыми величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и различаются только по изотопному составу неодима, то вулканиты осевой зоны Северных и особенно Южных Курил характеризуются заметно более высокими величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это обстоятельство приводит к появлению в осевой зоне Курильской островной дуги продольной изотопной зональности, выражающейся в увеличении значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от средней части дуги к ее флангам при относительно постоянной величине $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. В тыловой же зоне значимых различий в изотопном составе неодима и стронция между лавами различных сегментов Курильской дуги обнаружить не удалось.

Суммирование литературных данных по островным дугам позволяет выделить три типа поперечной изотопной зональности: а) увеличение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и уменьшение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в направлении от вулканического

Таблица 2. Результаты изотопного анализа неодаима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги

№ образца	Структурно-формационная зона	Порода	Привязка	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^{(1)}$	$\epsilon_{\text{Nd}}^{(2)}$
<i>Северные Курилы</i>						
B11-113/2	Осевая	Андезитобазальт	Подводный вулкан Ловушки, 48° 23 с.ш., 153° 45 в.д.	0,70326 ± 3	0,513128 ± 28	9,6
8301		Андезит	о-в Онекотан, кальдера Немо	0,70318 ± 4	0,513101 ± 20	9,0
B11-575	Тыловая	Базальт	Вулкан Алайд	0,70299 ± 3	0,513027 ± 27	7,6
B11-72/5		"	Подводный вулкан Белянкина, 49° 56 с.ш., 154° 08 в.д.	0,70284 ± 4	0,513035 ± 23	7,7
4/2-81		Андезитобазальт	о-в Парамушир, вулкан Чиккурачки	0,70315 ± 3	0,513037 ± 27	7,8
B11-506		"	Вулкан Маканруши	0,70305 ± 4	0,513037 ± 28	7,8
B11-75/3		"	Подводный вулкан Авось, 49° 43 с.ш., 154° 08 в.д.	0,70297 ± 4	0,513020 ± 19	7,5
B11-527		Андезит	Вулкан Чиринкотан	0,70313 ± 4	0,513012 ± 23	7,3
B11-572		"	Вулкан Экарма	0,70311 ± 3	0,513086 ± 17	8,7
<i>Средние Курилы</i>						
140-81	Осевая	Андезитобазальт	о-в Симушир, кальдера Заварицкого	0,70304 ± 3	0,513153 ± 18	10,1
135-81		Андезит	о-в Симушир, вулкан Мильна	0,70290 ± 4	0,513046 ± 20	8,0
B11-549		Дациит	о-в Янкича, вулкан Ушишир	0,70311 ± 5	0,513104 ± 26	9,1
B15-25/2	Тыловая	Базальт	Подводный вулкан Лисянского, 47° 21 с.ш., 152° 06 в.д.	0,70316 ± 4	0,512993 ± 8	6,9

B15-86/1	"		Подводный вулкан Вавилова, 46° 52 с.ш., 150° 24 в.д.	0,70326 ± 5	0,513112 ± 22	9,3
B15-40/1	"		Подводный кальдера Горшкова, 46° 22 с.ш., 150° 54 в.д.	0,70287 ± 5	0,513041 ± 24	7,9
B15-29/1	Андезитобазальт		Подводный вулкан Пегас, 47° 24 с.ш., 152° 02 в.д.	0,70309 ± 8	0,513054 ± 16	8,1
B15-27/1	"		Подводный вулкан Лисянского, 47° 16 с.ш., 152° 10 в.д.	0,70306 ± 3	0,513036 ± 17	7,8
B15-30/1	Андезит		Подводный вулкан Пегас, 47° 27 с.ш., 151° 53 в.д.	0,70298 ± 4	0,513034 ± 26	7,7
B15-307	"		Вулкан Броутона	0,70306 ± 5	0,513073 ± 21	8,5
B15-327	"		о-в Чирпой, вулкан Черного	0,70319 ± 5	0,513090 ± 24	8,8

Южные Курилы

B15-404	Осевая	Базальт	о-в Итуруп, вулкан Демон	0,70322 ± 4	0,513066 ± 21	8,4
107/81		Андезитобазальт	о-в Итуруп, вулкан Берутарубе	0,70341 ± 4	0,513111 ± 17	9,2
40/8-77		Андезит	о-в Кунашир, вулкан Головнина	0,70340 ± 5	0,513133 ± 20	9,7
113/81	Тыловая	Базальт	Итуруп, вулкан Атсонупури	0,70316 ± 3	0,512992 ± 19	6,9
117/81		Андезитобазальт	Итуруп, вулкан Хмельницкого	0,70293 ± 4	0,513032 ± 25	7,7
36/25-77		Андезит	Кунашир, вулкан Руруй	0,70323 ± 5	0,513003 ± 19	7,1

Примечание. Приведенные погрешности соответствуют 95%-му доверительному интервалу; (1) Нормировано по $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$; (2) Рассчитано относительно однородного хондритового резервуара (CHUR), $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} = 0,512638$ [31]. $\epsilon_{\text{Nd}} = \left[\frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{изм}}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}} - 1 \right] \cdot 10000$.

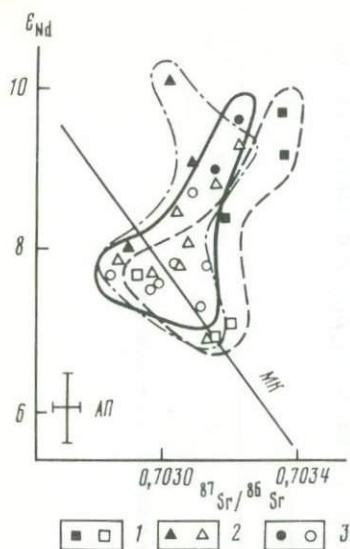
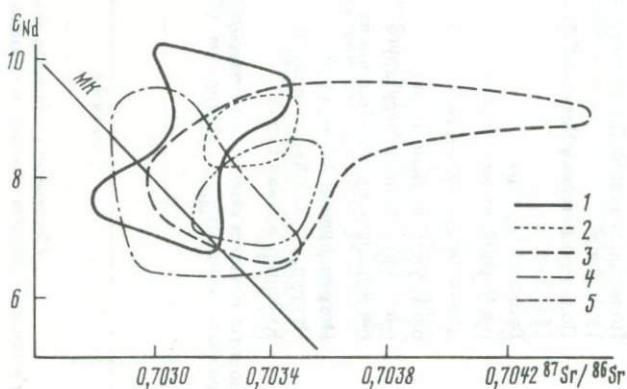


Рис. 3. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ для четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги

1 — Южные Курилы; 2 — Средние Курилы; 3 — Северные Курилы; незалитые значки — породы тыловой зоны, залитые — осевой зоны; МК — линия "мантийной" корреляции; АП — аналитическая погрешность

Рис. 4. Диаграмма $\epsilon_{Nd} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ для четвертичных вулканических пород некоторых островных дуг Тихого океана, по [20, 22, 28, 29]

1 — Курильская; 2 — Идзу; 3 — Марианская; 4 — Алеутская; 5 — Новая Британия



фронта к тыловой зоне дуги (Северное Хонсю) [29]; б) обратная картина (Центральное Хонсю) [29]; в) отсутствие различий в изотопном составе неодаима и стронция между различными зонами дуги (Новая Британия) [20]. На Курилах обнаружен, таким образом, новый, неизвестный ранее, четвертый тип изотопной зональности — уменьшение величин ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd$ и ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$ от вулканического фронта к окраинному морю.

Отмечаются только два случая, казалось бы, явного нарушения установленной для Курил поперечной изотопной зональности: образец базальта В15-86/1, драгированный в тыловой зоне в районе пролива Буссоль (подводный вулкан Вавилова), попадает в поле пород осевой зоны, а андезит с вулкана Мильна на о-ве Симушир — в поле тыловой зоны. Однако, если в понятие островодужной зональности вкладывать не только географический, но и петрохимический смысл, то упомянутые случаи нарушения установленной зональности получают логическое объяснение. Вулкан Мильна, географически находясь в осевой зоне Курильской островной дуги,

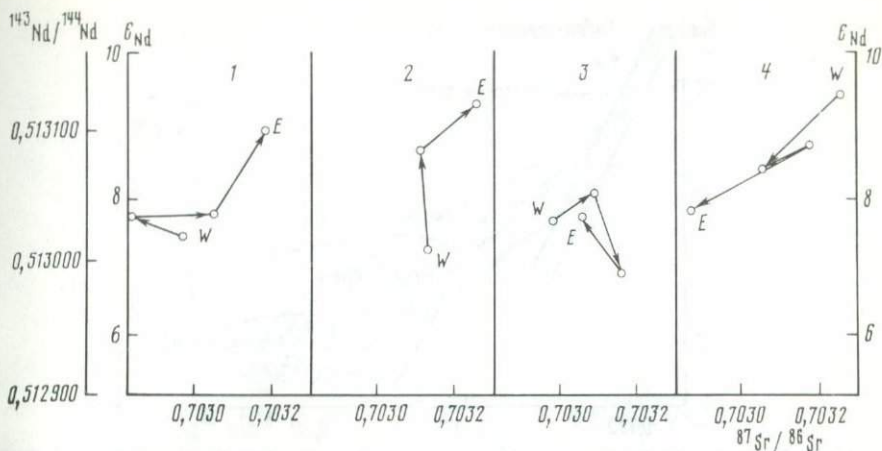


Рис. 5. Изменение изотопных отношений Nd и Sr вдоль профилей, пройденных вкрест простирания Курильской островной дуги

1 — о-в Авось — о-в Онекотан; 2 — о-в Чиринкотан — о-в Ловушки; 3 — пролив Дианы; 4 — пролив Буссоль

в то же время отличается несколько повышенной щелочностью лав и близок по этому показателю к вулканам тыловой зоны [8, 12]. Напротив, базальт-В15-86/1 из пролива Буссоль обладает всеми петрогеохимическими характеристиками пород осевой зоны [1]. Нарушение петрохимической и изотопной зональностей Курильской островной дуги в районе пролива Буссоль связано, по-видимому, с наличием здесь отмеченного выше крупнейшего на Курилах поперечного глубинного разлома (или серии разломов), служащего границей между южными и центральными сегментами дуги.¹

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о наличии поперечной изотопной зональности Курильской островной дуги, которая отражается в закономерном изменении величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в четвертичных вулканитах в направлении с востока на запад, т.е. от Тихого океана к Азиатскому континенту при отсутствии или очень слабой выраженности продольной изотопной зональности. В целом изотопные данные находятся в очень хорошем согласии с данными петро- и геохимии [1, 3, 12], и факт петрохимической зональности Курильской островной дуги, подкрепленный изотопией неодима и стронция, получает вполне определенный смысл: источник четвертичных вулканитов неоднороден по вещественному и изотопному составам, причем эта неоднородность ярко проявляется на небольших расстояниях (первые десятки километров) вкрест дуги, но не дает о себе знать на протяжении сотен и тысяч километров вдоль ее простирания.

Что же привело к возникновению гетерогенности магматического источника под Курильской островной дугой? Теоретически она может быть связана либо с изменением роли одной или нескольких составляющих маг-

¹ В данном случае нельзя, конечно, полностью исключать возможность того, что при драгировании в проливе Буссоль со склонов вулкана Вавилова был поднят чужеродный материал, оказавшийся там в результате ледового разноса.



Рис. 6. Изотопные эффекты, оказываемые наиболее вероятными в островодужной обстановке контаминантами мантийных магм

MORB – базальты срединно-океанических хребтов (второго слоя океанической коры); IAB – базальты островных дуг

магматического источника в общем балансе масс плавящегося субстрата (многокомпонентный источник), либо (в случае однокомпонентного источника) с изменением его вещественного состава. Как следует из анализа реалистических моделей островодужного петрогенезиса, потенциальными составляющими многокомпонентного источника островодужных магм являются: мантия, лежащая выше сейсмофокальной зоны, материал субдуцируемой океанической плиты (осадки и породы второго слоя океанической коры), вещество фундамента островной дуги, морская вода. На рис. 6 схематически показаны изотопные эффекты от участия в процессе магмообразования каждого из перечисленных компонентов. Под однокомпонентным нами понимается чисто мантийный источник, при пренебрежимо малом вкладе корового сиалического или симатического материалов. Следует подчеркнуть, что "однокомпонентность" мантийного источника – понятие достаточно условное. В частности, мы не рассматриваем эффект от возможного участия в островодужном петрогенезисе глубинного мантийного флюида, поскольку надежная информация о его элементном и изотопном составе в настоящее время отсутствует.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные по изотопии неодима и стронция в вулканитах Курильской островной дуги позволяют нам наложить определенные ограничения на вклад каждого из потенциальных слагаемых многокомпонентного магматического источника в процессе образования известково-щелочных островодужных магм.

Роль фундамента. Коровый материал докайнозойского фундамента Курильской островной дуги, очевидно, не оказывал значительного влияния на формирование изотопных характеристик неодима и стронция в продуктах четвертичного вулканизма. Особенно верно это утверждение для вулканитов тыловой структурно-формационной зоны, где величины изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах не зависят от мощности и типа

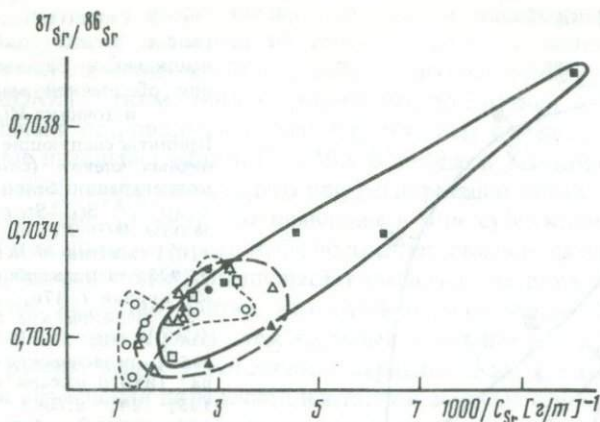


Рис. 7. Зависимость изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от величины, обратной концентрации Sr, в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги

Условные обозначения те же, что и на рис. 3

строения земной коры. Это может быть обусловлено двумя причинами: а) в фундаменте Курильской дуги отсутствуют фрагменты древнего сиалического основания с изотопными метками $\epsilon_{\text{Nd}} \ll 8$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \gg 0,703$; б) степень контаминации магматических расплавов материалом земной коры весьма мала. Совокупность петролого-геохимических и геофизических данных не позволяет полностью отрицать присутствие фрагментов древнего сиала в фундаменте, по крайней мере, Северных и Южных Курил, поэтому более предпочтительным для объяснения наблюдаемой картины является второй фактор. Справедливость подобного предположения была убедительно доказана ранее [27, 28, 6] для Алеутской островной дуги, где изотопные характеристики неодима и стронция в четвертичных вулканитах также не зависят от типа строения земной коры. Весьма показательным в этом отношении является и факт совпадения на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - ^{81}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ полей четвертичных вулканитов самых различных островодужных систем, заложенных на коре как океанического, так и континентального типа (см. рис. 4). Однако в вулканитах осевой зоны Курильской островной дуги величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ обнаруживает слабую корреляцию с мощностью земной коры. Наличие прямой зависимости между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и величиной, обратной концентрации стронция в лавах (рис. 7),¹ заставляет предполагать контаминацию расплавов радиогенным стронцием. Поскольку источником радиогенного стронция может являться и материал древней сиалической коры в фундаменте островной дуги, и морская вода, для уверенной интерпретации повышенных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах осевой зоны Курил необходимо привлечь данные по изотопному составу неодима. Анализ данных, приведенных на рис. 2, показывает, что повышение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах Северных и Южных Курил происходит на

¹ На рис. 7, кроме данных табл. 2, показаны результаты для образца 38/20-77 (риолит, вулкан Менделеева, о-в Кунашир). В этом образце $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70407$. Данные для него по изотопному составу неодима отсутствуют.

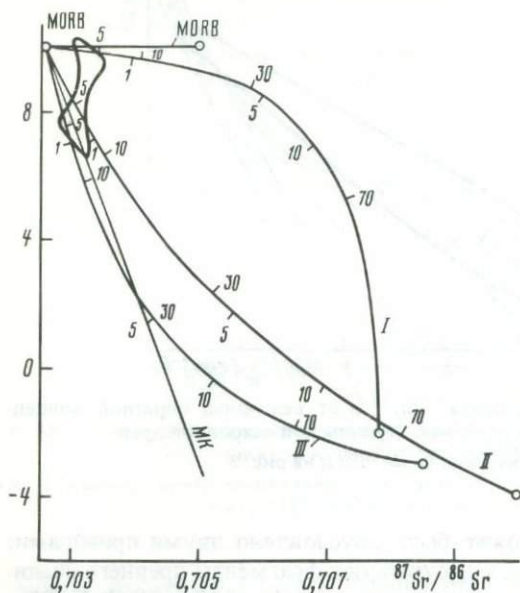


Рис. 8. Рассчитанные линии смешения между океаническими осадками и базальтами MORB или обедненной мантией (типа источника MORB)

Приняты следующие составы конечных членов (соответственно концентрации Sr и Nd в $n \times 10^{-6}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵ_{Nd}): базальты MORB (130; 7; 0,7025; +10); мантия MORB (13; 0,7; 0,7025; +10); карбонатные осадки кривая I: 470; 2; 0,7078; -2); пелагические глины (кривая II: 170; 20; 0; 0,710; -4) [25]; пелагические осадки севера Тихого океана (кривая III: 135; 24; 0,7083; -3) [28] цифры справа (вверху) около каждой кривой означают количество (в%) осадочного материала в смеси с базальтом MORB; слева (внизу) — то же в смеси с мантией типа MORB контуром показана область значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd} в четвертичных вулканитах Курильско-островной дуги

фоне постоянных значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а это согласуется с моделью континентации магматических расплавов стронцием морской воды. (см. рис. 6) Необходимо подчеркнуть, что радиогенный стронций ассимилируется магмой скорее всего не непосредственно из воды, проникающей по каким-либо ослабленным зонам в область магматических очагов, а, вероятно из вмещающих пород, претерпевших вторичные изменения типа пропилитизации. Основная часть привнесенного стронция в таких породах находится во вторичных карбонатных минералах и может быть легко мобилизован в результате термального воздействия магмы.

Итак, резюмируя сказанное, можно констатировать, что влияние кристаллического вещества земной коры на изотопный состав неодиима и стронция в четвертичных вулканических породах Курильской дуги весьма мало. Изотопные характеристики этих элементов формируются, по-видимому, на более глубоких уровнях, в области мантийного клина или субдуцируемой тихоокеанской литосферой плиты.

Роль океанических осадков. Влияние вещества осадков на изотопный состав неодиима и стронция в островодужных вулканитах иллюстрируется на рис. 6 и (более подробно) рис. 8. И пелагические глины, и карбонатные осадки, слагающие основную массу осадочного слоя океанической коры резко отличаются от вулканитов периферийных и внутриокеанических островных дуг по изотопным характеристикам неодиима и стронция. Поэтому допуская участие осадков в островодужном петрогенезисе, мы автоматически должны предположить, что измеренные величины $(\epsilon_{\text{Nd}})_{\text{изм}}$ и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$ в породах Курильской островной дуги соотносятся с аналогичными характеристиками неосадочной компоненты магматического источника следующим образом: $(\epsilon_{\text{Nd}})_{\text{ист}} > (\epsilon_{\text{Nd}})_{\text{изм}}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{ист}} <$

$< (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{изм}}$. Единственными известными и широко распространенными резервуарами с такими изотопными метками являются базальты срединных океанических хребтов (*MORB*) и их мантийный источник (мантия типа *MORB*). Таким образом, возможны, по крайней мере, две модели происхождения островодужных магм с участием океанических осадков: 1) частичное плавление мантии типа *MORB* в области мантийного клина под воздействием флюида, возникшего при дегидратации (плавлении) осадков в зоне субдукции; 2) частичное плавление в зоне субдукции смеси базальтов *MORB* и осадков (второго и первого слоев океанической коры). Строго говоря, вторая модель предполагает смешение не двух, а трех компонентов (плюс вещество мантии, которая в этом случае не обязательно является мантией типа *MORB*), тем не менее основные выводы можно сделать при рассмотрении упрощенного варианта. Как следует из анализа рис. 8, для объяснения поперечной изотопной зональности Курильской островной дуги необходимо сделать одно из следующих допущений: а) резкое различие вещественного состава осадков в осевой и тыловой зонах дуги; б) плавление гидратированных базальтов *MORB* в осевой зоне дуги и свежих — в тыловой, причем относительный вклад осадочного материала в плавящемся субстрате должен возрастать от фронта к тылу дуги. Нереальность этих допущений представляется вполне очевидной. Таким образом, участие осадочного материала в петрогенезисе четвертичных лав Курильской островной дуги не только не может объяснить наблюдаемую поперечную изотопную зональность, но, более того, противоречит установленной закономерности.

Данные, приведенные на рис. 4, тоже свидетельствуют против участия осадков в генезисе известково-щелочных островодужных магм. Совпадение на графике областей, например Алеутской дуги и Новой Британии, совершенно не соответствует различному составу осадков, развитых в районе этих морфоструктур (Алеутская дуга — бескарбонатные диатомовые глины, Новая Британия — глинистые мелы [24]). По мнению авторов, полученный к настоящему времени обширный фактический материал по изотопному составу неодима и стронция в магматических породах островных дуг не позволяет сделать сколько-нибудь определенных выводов в пользу заметного вклада осадочного вещества в генезис островодужных магм.

Гетерогенность мантии. Сравнительно малый вклад материала земной коры и океанических осадков в формирование изотопных характеристик неодима и стронция в четвертичных вулканитах Курил означает, очевидно, что измеренные величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ идентичны или очень близки к соответствующим изотопным меткам верхней мантии под Курильской островной дугой. Следовательно, поперечная изотопная зональность дуги связана скорее всего с латеральной гетерогенностью мантийного клина. По поводу характера и возникновения этой гетерогенности можно сделать некоторые предположения. Они основаны на том, что длительность вулканической деятельности в осевой зоне Курильской дуги, как уже упоминалось выше, гораздо больше, чем в тыловой. Следовательно, если мантия под Курильской дугой и была первоначально гомогенной, то к настоящему времени ее вещественный состав в осевой зоне значительно изменился вследствие продолжительной и интенсивной проработки магматическими

расплавами и флюидами. В результате произошло "расщепление" островодужной мантии на два различных резервуара: осевой и тыловой. Тыловой мантийный резервуар по составу, видимо, отвечает необедненной крупнокатионными литофильными элементами "островодужной" мантии и обладает изотопными характеристиками $\epsilon_{Nd} = 7,5 \pm 1,0$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7030 \pm 2$. Повышение величины ϵ_{Nd} в осевом мантийном резервуаре может быть обусловлено двумя причинами: 1) деплетированностью некогерентными магмофильными элементами мантии в осевой зоне, приведшей к повышению в ней отношения Sm/Nd , что, в свою очередь, привело со временем к возрастанию $^{143}Nd/^{144}Nd$ до значений $0,51308-0,51315$ ($\epsilon_{Nd} = 8,6-10,1$); 2) проработкой осевого мантийного резервуара расплавами и флюидами, возникшими при дегидратации (плавлении) MORB-базальтов в зоне субдукции. Последующее плавление такого проработанного участка мантии дает расплавы, неотличимые по $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от магматических выплавков непосредственно из гидратированных MORB. Во втором случае необходимо также предположить полное "соскабливание" осадочного покрова с субдуцируемой океанической плиты на относительно небольшой глубине. Однако поскольку механизм подобного "соскабливания" и место захоронения больших объемов осадков неизвестны, вероятность этого процесса достаточна спорна¹.

По мнению авторов, наиболее реалистичным объяснением выявленной поперечной изотопной зональности Курильской островной дуги является обеднение мантии в осевой зоне в результате длительного магматизма. Кроме того, повышение отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в вулканитах осевой зоны по сравнению с тыловой связано, вероятно, со слабой контаминацией мантийных магм коровым материалом и (или) морской водой.

1. На Курильской островной дуге установлен новый тип поперечной изотопной зональности: уменьшение отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в продуктах современного вулканизма в направлении от фронта дуги к ее тылу, т.е. от Тихого океана к Азиатскому континенту.

2. Наблюдаемое изменение изотопных параметров происходит на фоне закономерного, подчеркивавшегося многими авторами изменения геохимических и петрохимических характеристик вулканических пород. Наиболее существенным является повышение концентраций некогерентных крупнокатионных элементов в вулканитах тыловой зоны по сравнению с синхронно образованными, петрографически однотипными породами осевой, или главной, вулканической зоны.

3. Анализ теоретически возможных моделей островодужного магматизма, с учетом полученных на Курильской островной дуге эмпирических данных по изотопии неодима и стронция, свидетельствует о том, что причиной возникновения изотопной и, возможно, геохимической зональностей является вещественная гетерогенность верхней мантии под островной дугой. Второстепенную роль играет контаминация магматических расплавов в осевой зоне дуги радиогенным стронцием морской воды.

¹ Расчеты показывают, что при скоростях субдукции, принимаемых для Курильской островной дуги, количество осадочного материала, которое должно было бы в результате "соскабливания" накопиться в области фронтального склона дуги, намного превышает объем осадков, захороненных в ее аккреционной призме.

4. Возникновение вещественной гетерогенности мантии под Курильской островной дугой связывается нами с различной продолжительностью магматической деятельности в осевой и тыловой структурно-формационных зонах дуги.

5. Роль океанических осадков и вещества фундамента островной дуги (других теоретически возможных компонентов островодужного магмогенеза) оценивается нами как весьма незначительная.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волюнец О.Н. и др. Вариации вещественного состава и изотопных соотношений стронция и неодима в четвертичных лавах Курильской островной дуги и их петрогенетическое значение. — В кн.: Океанический магматизм — эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1985, с. 128—131.
2. Говоров Г.И., Цветков А.А., Аракелянц М.М. Магматизм Малой Курильской гряды по геохронологическим и геохимическим данным. — Докл. АН СССР, 1983, 270, № 3, с. 664—668.
3. Горшков Г.П. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
4. Журавлев Д.З., Журавлев А.З., Чернышев И.В. Изотопная зональность Курильской островной дуги по данным $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. — Докл. АН СССР, 1985, 280, № 2, с. 486—491.
5. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Агапова А.А., Сердюк Н.И. Прецизионный изотопный анализ неодима в горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 12, с. 23—25.
6. Журавлев Д.З., Чернышев И.В., Цветков А.А. и др. Вариации изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических породах Алеутской островной дуги в связи с проблемой их петрогенезиса. — Докл. АН СССР, 1983, 270, № 6, с. 1457—1461.
7. Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман С.П. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1, с. 3—18.
8. Леонова Л.Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги. — В кн.: Магматизм и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 148—158.
9. Магматические горные породы. Часть 1, 2. Классификация, номенклатура, петрография/ Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1983. 366 с.
10. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
11. Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс. — Докл. АН СССР, 1971, 196, № 3, с. 284—290.
12. Пискунов Б.Н. Классификация серий четвертичных эффузивов и латеральная петрохимическая зональность Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. — Тр. СахКНИИ; 1976, вып. 48, с. 17—33.
13. Родионова Р.И., Федорченко В.И. Некоторые вопросы глубинной геологии. — В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1978, с. 138—147.
14. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 238 с.
15. Хаин В.Е. Основные этапы и общие закономерности эволюции структуры земной коры. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1983, № 11, с. 5—11.
16. Цветков А.А., Авдейко Г.П. Лерцолитовые включения в лавах извержения 1980 г. вулкана Чиринкотан, Курильские острова (первая находка). — Докл. АН СССР, 1982, 268, № 5, с. 1199—1203.
17. Чернышев И.В., Сердюк Н.И., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А. Прецизионный изотопный анализ стронция с использованием однолучевого режима ионизации. — В кн.: Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983, с. 30—42.

18. Шаратов В.Н., Симбирова И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск; Наука, 1984. 196 с.
19. Basaltic volcanism on the Terrestrial Planets. N.Y. etc., 1982. 854 p.
20. De Paolo D.J., Jognson R.W. Magma genesis in the New Britain island-arc: Constraints from Nd and Sr isotopes and trace-element patterns. – Contrib. Miner. and Petrol., 1970, vol. 70, N 4, p. 367–379.
21. De Paolo D.J., 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, N 12, p. 743–746.
22. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. The sources of island arcs as indicated by Nd and Sr isotopic studies. – Geophys. Res. Lett., 1977, vol. 4, p. 465–468.
23. Dixon T.H., Stern R.J. Petrology, chemistry and isotopic composition of submarine volcanoes in the southern Mariana arc. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, vol. 94, N 10, p. 1159–1172.
24. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1973. Vol. 19.
25. Ishizaka K., Carlson R.W. Nd-Sr systematics of the Setouchi volcanic rocks, southwest Japan: A clue to the origin of orogenic andesite. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, vol. 64, N 3, p. 327–340.
26. Kay R.W. Volcanic arc magmas: Implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. – J. Geol., 1980, vol. 88, p. 497–522.
27. Kay R.W., Sun S.S., Lee-Hu C.N. Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska. – Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 263–273.
28. McCulloch M.T., Perfit M.R. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 56, N 1, p. 167–179.
29. Nohda S., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopic study of volcanic rocks from Japan. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 52, N 2, p. 264–276.
30. Stern R.J., Ito E. Trace element and isotopic constraints on the source of magmas in the active volcano and Mariana Island arcs, Western Pacific. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1983, vol. 18, N 3, p. 461–482.
31. Wasserburg G.J., Jacobsen S.B., De Paolo D.J. et al. Precise determination of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standart solutions. – Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 12, p. 2311–2323.

УДК 550.42

В.И. Виноградов, В.С. Григорьев, Б.Г. Покровский

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА И СТРОНЦИЯ В ПОРОДАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ – КЛЮЧ К НЕКОТОРЫМ ГЕНЕТИЧЕСКИМ ПОСТРОЕНИЯМ

Курило-Камчатская островная дуга имеет протяженность почти 2000 км и смыкается на юго-западе с системой островных дуг Японии. С востока она трассируется глубоководным желобом, на севере этот желоб выклинивается на широте Камчатского мыса. К Курило-Камчатской дуге примыкает почти под прямым углом Алеутская островная дуга. К северо-западу от Курильских островов располагается глубоководная впадина Охотского моря.

Зона активного вулканизма Камчатки связана с Восточно-Камчатским хребтом и продолжается на Курильских островах. К западу от Восточно-Камчатского хребта идет глубокая депрессия долины р. Камчатки.

Еще западнее располагается Срединно-Камчатский хребет с единственным действующим вулканом Ича.

С запада к Срединно-Камчатскому хребту примыкает Западно-Камчатская депрессия. Эта структура интерпретируется как краевой прогиб, развившийся на краю Охотской платформы [6]. Прогиб заполнен мощными толщами осадочных отложений от верхнего мела до современных. По характеру дислокаций они разделяются на четыре структурных яруса. К последнему из них относятся горизонтально залегающие четвертичные покровы базальтов и андезитов, а также морские и ледниковые отложения. К Западно-Камчатской депрессии приурочены проявления щелочного магматизма.

До недавнего времени весь этот огромный район почти не был затронут изотопными исследованиями. Исключение представляет только сера, изотопный состав которой детально изучался одним из авторов в течение ряда лет [4]. Первые данные по изотопному составу стронция в вулканах Камчатки были опубликованы К.Е. Хеджем и Г.С. Горшковым [19]. Они находятся в полном соответствии с материалами, которые были получены многими исследователями по другим островным дугам. Среднее значение по 11 определениям составило 0,7033 при общем разбросе от 0,7031 до 0,7036.

Авторы настоящего сообщения начали исследования изотопного состава кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги в 1981 году и предполагают продолжить их с привлечением новых объектов, детальных исследований и расширением круга изучаемых элементов. В сообщении излагаются некоторые результаты этих исследований и идеи, которые авторы пытаются развивать. Начиная работу по детальному исследованию изотопного состава стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги, мы поставили перед собой вопрос, имеет ли какое-либо генетическое значение отмеченный небольшой разброс изотопных отношений. В своем сообщении мы постараемся показать, что этот разброс свидетельствует о повсеместном в пределах вулканических очагов Курило-Камчатской островной дуги взаимодействии мантийного и корового материалов. Изотопный состав стронция неизменных мантийных пород должен быть ниже или равен самым низким реально измеренным значениям изотопных отношений. Мы покажем, что эти отношения близки вообще к самым низким для пород океанического дна и базальтам срединных океанических хребтов, и, следовательно, изотопные (и химические) характеристики мантии одинаковы и под хребтами и под островными дугами.

Краткая геологическая характеристика района

Геологическая характеристика района изложена подробно в работе [6]. Наиболее древние породы, слагающие фундамент Камчатки, относятся предположительно к докембрию. Самый крупный их выход, Срединный массив, находится в южной части Срединного хребта. Площадь их распространения — около 9000 м². Породы нижней части разреза (колпаковская свита) представлены в основном плагио- и двуслюдяными гнейсами, редко гнейсами с калиевым полевым шпатом [18]. К юго-восточной части Сре-

динного массива почти примыкает Ганальский хребет, центральная часть которого слагается породами предположительно докембрийского возраста (ганальская серия) и нижнепалеозойского. Ганальская серия представлена различными амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Верхние части разреза сложены метаморфизованными вулканогенными (различные амфиболовые сланца и амфиболиты) и метаморфогенно-осадочными (филлиты) породами. Существуют и другие более мелкие выходы метаморфических пород фундамента. Хотя все эти выходы малочисленны, само существование их делает вероятным предположение о весьма широком распространении древних метаморфических пород фундамента практически на всей территории Камчатки. Но детальная геологическая история Камчатки расшифровывается только начиная с верхнемелового времени. Отложения древнее верхнего мела среди перекрывающих фундамент пород на Камчатке достоверно не установлены. В сенонское время почти вся территория Камчатки представляет собой глубокое море, на дне которого накопилась толща до 4 км мощности песчано-сланцевых отложений, а выше них толща до 5 км мощности вулканогенно-кремнистых пород. Выходы осадочных и вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела встречаются на всей территории Камчатки. На самом севере полуострова в пределах Олюторской зоны в верхнем мелу образовалась огромная толща базальтовых лав, переславивающаяся с кремнистыми и карбонатными осадками и прорванная интрузиями габброидов.

Олюторский хребет представляет собой непосредственное наземное продолжение подводного хребта Ширшова. Существуют очень веские основания думать, что вулканическое поднятие западной окраины Берингова моря заложилось на коре океанического типа. В верхнемеловое время этот район представлял собой океанический бассейн, ограниченный с запада Эвенской вулканической дугой, очень сходной по своему строению с Курильской [13].

В конце мелового периода на территории Камчатки прошли процессы складчатости, которые сопровождались внедрением интрузий гранодиоритового состава. Начиная с конца мела территория представляла собой многократно меняющуюся картину островной страны с различными соотношениями участков суши и моря. В прогибах накапливались различные по мощности и фациальной обстановке осадки. Начиная с плиоцена, для Камчатки характерен преимущественно континентальный режим.

Наиболее мощные проявления вулканизма приходится на ранний миоцен. Для этого периода характерны излияния кислых дацит-липаритовых лав. Еще ярче кислый наземный вулканизм проявлен в плиоцене. Он сопровождался сильной гидротермальной переработкой пород.

В четвертичное время вулканические лавы имеют андезито-базальтовый состав.

Почти такую же историю геологического развития прошла и территория Курильских островов. Самые древние осадочные отложения на территории Большой Курильской гряды относятся к олигоцену—миоцену. На самом северном острове гряды — Парамушире они представлены алевролитами и аргиллитами общей мощностью около 3000 м. На самом южном острове — Кунашире они представлены эффузивно-туфогенной толщей, в самой нижней части которой вскрываются аргиллиты.

Эффузивно-туфогенные отложения сильно гидротермально изменены. Их мощность на о-ве Кунашир, а также на соседних островах Итуруп и Уруп достигает 1500–2000 м. Почти на всех островах Большой Курильской гряды отмечаются миоцен-плиоценовые или неуставленного возраста толщи осадочных и туфогенно-осадочных отложений. В доколе островов Курильской гряды, по-видимому, широко развиты гранитоиды. Иногда выходы их можно наблюдать непосредственно, иногда их присутствие устанавливается по галькам среди современных морских и аллювиальных отложений и по включениям в лавах [15].

Современный вулканизм островов Большой Курильской дуги представлен исключительно андезитами и базальтами. Но на всех островах дуги встречаются выбросы пемз, кислых игнимбритов или непосредственные отложения липаритов и дацитов.

Геофизические исследования [9, 3, 2] показали, что Камчатка располагается на мощной коре континентального типа. Континентальная или субконтинентальная кора мощностью 25–30 км находится под южной и северной частями Большой Курильской гряды. Под Центральными Курильскими островами мощность коры сокращается до 12 км, и по геофизическим характеристикам она приближается к коре океанического типа.

Это (по необходимости кратко) описание геологической истории Курило-Камчатской дуги приведено с целью подчеркнуть некоторые важные для понимания изотопных данных положения:

1) заложение структуры дуги произошло, видимо; в конце мелового–начале палеогенного времени;

2) в доколе дуги, по крайней мере на некоторых ее участках, присутствуют породы консолидированной континентальной коры;

3) вероятное исключение из этого представляет разрез вулканогенно-осадочных пород Олюторской зоны, сформировавшейся на океаническом ложе;

4) на доколе Курило-Камчатской гряды залегают мощные (более 10 км) толщи осадочных и вулканогенно-осадочных пород от верхнего мела до миоцена. Часто они подвержены сильным гидротермальным изменениям;

5) андезито-базальтовому вулканизму четвертичного времени повсеместно предшествовал кислый вулканизм.

Эти положения приводят к естественному выводу о вероятной зараженности всех современных лав Камчатки и Курил сиалическим материалом. Не исключено также, что частично лавы могут возникать за счет анатектического плавления корового материала. Именно с этих позиций авторы рассматривают результаты изотопных исследований.

Результаты и их обсуждение

Аналитическая методика. Химическая обработка образцов для измерений изотопного состава стронция проводилась по стандартной методике, детально описанной ранее [7]. Породы, поднятые драгой, предварительно после их измельчения отмывались соляной кислотой в ультразвуковой ванне. Измерения проводились на масс-спектрометре МАТ-260. Все значения изотопных отношений стронция нормированы по отношению $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,37521$ и скорректированы по отношению $^{87}\text{Sr}/$

Таблица 1. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержание К в породах Олюторской зоны и хребта Ширшова

№ образца	Порода, минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	К, %	№ образца	Порода, минерал	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	К, %
Олюторская зона				Олюторская зона			
1808	Базальт	0,70229	0,13	2125	Базальт	0,70328	0,56
2124	"	0,70244	0,23	2128	Габбро	0,70361	1,64
1807	"	0,70261	0,32	2129	Базальт	0,70390	0,59
1899	"	0,70300	1,60	2126	"	0,70394	0,83
1900	"	0,70310	0,74	Хребет Ширшова			
2127	"	0,70317	1,38	2130	Базальт	0,70321	—
2132	Плагиоклаз (габбро)	0,70318	—	2131	"	0,70369	—

$^{86}\text{Sr} = 0,70800$ для эталона E. and A. Воспроизводимость параллельных измерений образцов составляет $\pm 0,00005$.

Методика выделения кислорода из образцов описана детально в работе [7]. Измерения изотопного состава кислорода проводились на масс-спектрометре МИ-1201 с воспроизводимостью результатов параллельных измерений $\pm 0,2\%$.

К настоящей времени выполнено более 100 определений изотопных отношений стронция и около 20 определений изотопного состава кислорода. Общее расположение точек опробования изотопных отношений стронция в породах приведено на рис. 1. Размеры территории и объем материала заставляют рассматривать его в некоторой логической последовательности, которая иногда совпадает с географическими и геологическими подразделениями, иногда не совпадает.

Базальты и габброиды Олюторской зоны. Каменный материал по этой зоне был представлен А.Н. Суховым. Петролого-геохимическая характеристика пород района была им недавно детально описана [14]. Район сложен в основном толщами базальтов, их туфов и туфобрекчий. Вулканыты перемежаются прослоями и линзами кремнистых и карбонатных осадков. Вулканогенно-осадочная толща прорывается интрузиями габброидов. Иногда габбро в центральных частях массивов переходит в габбро-диориты, в минеральном составе которых отмечаются кварц и калиевый полевоы шпат. Геохимические критерии классификации базальтов Олюторской зоны очень неопределенны. Здесь встречаются серии низкокальциевых толеитовых, известково-щелочных, высококальциевых базальтов и габбро [14]. Результаты измерений изотопного состава стронция в этих породах приведены в табл. 1, где породы расположены в порядке возрастания изотопных отношений стронция. Там же приведено два анализа базальтов, драгированных на хребте Ширшова — подводного продолжения Олюторского хребта. Все породы петрографически свежие.

Обращает на себя внимание очень большой разброс изотопных отношений стронция — от 0,702 до 0,704. Наблюдается некоторая корреляция между изотопным составом стронция в породах и содержанием в них ще-

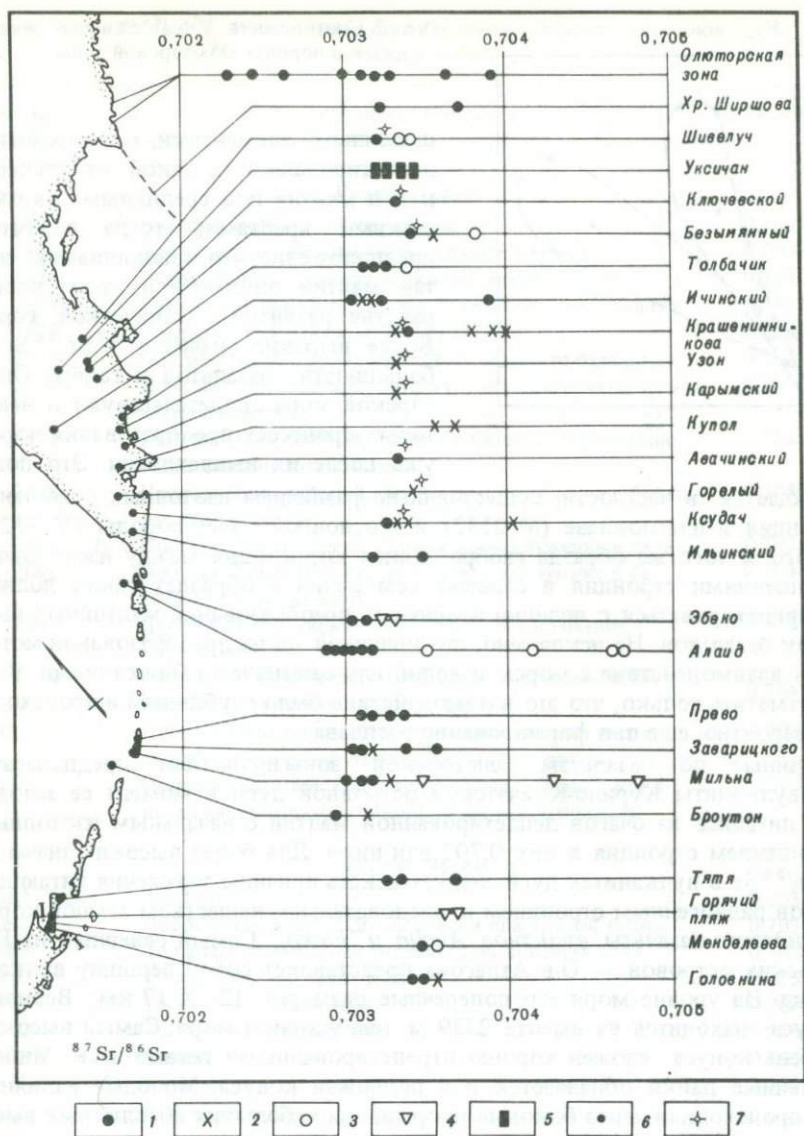


Рис. 1. Схема положения районов опробования и величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

1 — породы основного состава; 2 — породы кислого состава; 3 — включения; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — щелочные породы; 6 — районы опробования; 7 — данные работы [19]

лочей (рис. 2). Самое низкое изотопное отношение стронция 0,7023 близко к самому низкому из числа обнаруженных для толеитовых базальтов срединных океанических хребтов и океанического дна (0,7022), что вполне согласуется с геологическими представлениями о развитии нижнемелового вулканизма Олюторской зоны на типичной коре океанического типа. Очевидно, что эти базальты произошли из мантии, обедненной

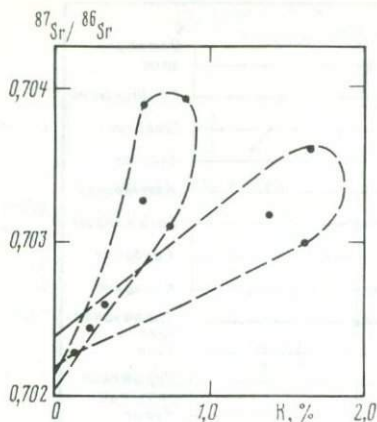


Рис. 2. Соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержания К в породах Олюторской зоны

щелочными элементами, т.е. из мантии, деплетированной в такой же степени, как и мантия под срединными океаническими хребтами; тогда вероятно предположение, что принципиально состав мантии одинаков на всем пространстве развития океанической коры. Более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большинстве базальтов и габбро Олюторской зоны свидетельствуют о некоторых процессах преобразования пород уже после их выплавления. Это под-

тверждается, в частности, существенным различием изотопных отношений стронция в плагиоклазе (№ 2132) и в основной массе породы (№ 2128) одного и того же образца габбро. Явная корреляция между изотопными отношениями стронция и содержанием калия в образцах также должна интерпретироваться с позиций вторичных преобразований мантийных выплавов базальтов. Не исключено, что причиной таких преобразований могло быть взаимодействие с морской водой или океаническими осадками. Важно отметить только, что это взаимодействие было глубинным и происходило, вероятно, еще при формировании расплава.

Данные по базальтам Олюторской зоны позволяют предполагать, что вулканы Курило-Камчатской островной дуги в момент ее заложения питались из очагов деплетированной мантии с начальным изотопным отношением стронция в них 0,702 или ниже. Для более высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканитах дуги следует искать причины заражения питающих очагов радиогенным стронцием и, следовательно, веществом земной коры.

Андезито-базальты вулканов Алаид и Эбеко. Самый северный из Курильских островов. — О-в Атласова представляет собой вершину вулкана Алаид. На уровне моря его поперечные размеры 12 × 17 км. Вершина конуса находится на высоте 2339 м над уровнем моря. Самый высокий гребень конуса сложен хорошо отрепетированными телами даек. Многочисленные дайки обнажаются и у подножья конуса. Молодые излияния лав происходили через боковые прорывы на небольших абсолютных высотах.

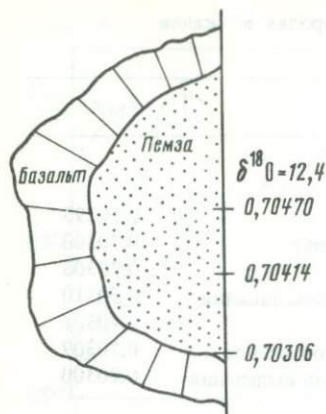
Остров-вулкан Алаид несколько смещен к западу от главной цепи Курильских островов. Интерес к его изучению определился тем обстоятельством, что вулкан расположен на северном замыкании глубокой впадины Охотского моря. Далее к северу по оси этой впадины расположена Камчатская депрессия. Такое положение вулкана на стыке двух крупных тектонических прогибов позволяло надеяться на обнаружение в лавах наиболее низких изотопных отношений стронция, приближенных к неизменным первичным отношениям. Эти ожидания оправдались. Здесь обнаружены самые низкие изотопные отношения стронция для лав Курильских островов (табл. 2). Вулкан Алаид, как уже отмечалось, расположен

Таблица 2. Изотопный состав стронция в породах вулканов
Алаид и Эбеко

№ образца	Характеристика образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Вулкан Алаид</i>		
1824	Вершина конуса, дайка, базальт	0,70295
1825	Дайка, привершинная часть вулкана, базальт	0,70300
1826	Лавовый поток, середина склона, базальт	0,70306
1827	Дайка, нижняя часть склона, базальт из зоны закалки	0,70310
1828	Средняя часть дайки (обр. 1827)	0,70301
1829	Плагиоклаз из крупнозернистого андезито-базальта	0,70309
1830	Прорыв Олимпийский, базальт с крупными выделениями плагиоклаза	0,70300
1831	Прорыв Олимпийский, плотный базальт с крупными выделениями плагиоклаза	0,70293
2038	Прорыв Олимпийский, силикатное включение в базальтах (белая пемза)	0,70468
2039	Прорыв Олимпийский, силикатное включение в лаве	0,70350
2040	Прорыв Олимпийский, силикатное включение в базальтах (краевая часть)	0,70306
2041	Прорыв Олимпийский, средняя часть включения (обр. 2040)	0,70414
2042	Прорыв Олимпийский, силикатное включение в базальтах (краевая часть) (обр. 2040)	0,70470
1875	Прорыв Олимпийский, светло-серый базальт с крупными выделениями темноцветных минералов	0,70296
1876	Прорыв Олимпийский, светло-серый базальт с крупными выделениями темноцветных и плагиоклаза	0,70314
<i>Вулкан Эбеко</i>		
1867	Андезит	0,70313
1868	Порода, измененная до состояния пластичной глины	0,70315
1869	Зонально измененный андезит, 1-ая внешняя зона	0,70322
1870	То же, 2-ая от края зона	0,70327
1871	То же, 3-я от края зона	0,70317
1872	То же, центральная зона	0,70312
1873	Андезит	0,70313
1874	Базальт	0,70306

в тыловой части островной дуги, заложенный к тому же на сиалическом основании. Базальты и андезито-базальты вулкана относятся к типично островодужной ассоциации и содержат повышенные количества калия [11]. Можно отметить очевидные признаки зараженности алаидских лав радиогенным стронцием. Так, изотопный состав стронция в дайке оказался различным для приконтактной закаленной зоны (0,70310) и ее центральной части (0,703301). Это различие небольшое, но превышает аналитическую ошибку. Единственным вероятным источником такого заражения могла быть морская вода. Боковые плоскости даек — идеальные пути циркуляции растворов. Как бы плотно расплав ни заполнил

Рис. 3. Схема распределения значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поперечном сколе (обр. 2042)



трещину, при его отвердевании произойдет некоторое уменьшение объема и вдоль контактов даек с боковыми породами возникнут волосные зоны проницаемости. В то же время окристаллизованные боковые плоскости дайки служат некоторым препятствием для проникновения растворов в ее тело. Это, по-видимому, не исключает полностью возможности некоторого заражения радиогенным стронцием (морской воды) и внутренних частей дайки. Поэтому значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7029$ следует считать верхним

предельным значением изотопного состава стронция исходных алаидских лав. Его начальное отношение в лавах могло быть еще ниже.

Такое предположение подтверждается и другим интересным фактом. Лавы вулкана Алаид, как и лавы некоторых других вулканов Камчатки и Курильских островов, содержат так называемые пемзовые включения [17]. Они представляют собой округлые включения до метра в поперечнике. Это пористое силикатное вещество, на 60–90% состоящее из кремнекислоты (происхождение их пока точно не установлено). Данные по изотопному составу кислорода в этих включениях не оставляют сомнений в их коровом источнике. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже. Очень высоки для них и значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Но главное, в разрезе таких включений видно четкое изменение изотопного состава стронция (рис. 3). Изотопный состав стронция в краевой части включения уже близок к составу стронция в лавах вулкана. Этот пример наглядно показывает реальность процесса взаимодействия исходного материала алаидских лав с веществом сиалической коры, обогащенным радиогенным стронцием, и подтверждает предположение, что изотопный состав стронция в исходных лавах обязан был быть ниже самых низких из отмеченных значений. Тогда можно сделать вывод, что мантийное вещество и под Олюторской зоной на северном окончании Камчатки, и под Северо-Курильскими островами сходно в отношении изотопного состава стронция и по этому параметру отвечает базальтам срединных океанических хребтов. Правоммерно заключить, что и по остальным параметрам — та же картина. Тогда отличия в составе современных лав от толеитов следует и в этом случае связывать с их вторичным преобразованием под влиянием вещества земной коры. Естественно думать, что в большей степени это влияние должно быть заметно на камчатских вулканах.

На о-ве Парамушир были опробованы только породы вулкана Эбеко. Все они сильно изменены за счет чрезвычайно активной фумарольной деятельности вулкана. Эти изменения приводят лишь к небольшому смещению изотопного состава стронция в породах. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в относительно свежем базальте (0,70306) близко к среднему для алаидских лав. В базальте, измененном до состояния пластичной глины, от-

Таблица 3. Изотопный состав стронция в породах Восточной Камчатки

№ образца	Характеристика образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1858	Вулкан Толбачик, извержение 1975 г. северный прорыв, базальт	0,70336
1859	ксенолит песчаника	0,70354
1860	базальт	0,70337
1861	южный прорыв, базальт	0,70333
1862	выброс крупного кристалла плагиоклаза	0,70354
2036	Вулкан Купол кварцевый липарит, стекло	0,70355
2037	сферолит	0,70365
2047	Вулкан Безымянный включение амфибола	0,70390
2069	включение гранодиорита	0,70374
2052	Вулкан Крашенинникова долерит	0,70356
2053	риолит	0,70399
2054	пемза	0,70378
2055	дацит	0,70391
2056	Вулкан Ксудач базальт	0,70325
2057	включение гранодиорита	0,70334
2058	игнимбрит	0,70332
2059	пемза	0,70400
2070	Вулкан Шивелуч, включение габбро	0,70330

ношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70315$, а самое высокое изотопное отношение стронция 0,70327 было обнаружено в средней части зонально измененного образца вулканита (см. табл. 2).

Вулканы Восточной Камчатки. Все результаты представлены в табл. 3 и на рис. 1. На рис. 1 показаны также результаты, полученные по 9 вулканам К.Е. Хеджем и Г.С. Горшковым [19].

Как уже говорилось выше, древний докембрийский фундамент Камчатки сложен различными по своему составу сериями пород. В некоторой степени изотопный состав стронция в них был охарактеризован ранее [20]. В гнейсах колпаковской серии по четырем определениям он находится в интервале 0,705–0,708, а в плагиогнейсах и амфиболитах ганальской серии по трем определениям – в пределах 0,703–0,705. В настоящее время нет объективных данных, которые позволили бы определенно районировать территорию Камчатки по составу пород фундамента, и разные авторы предлагают различные схемы такого районирования. Следует отметить, что лавы многих вулканов выносят разнообразные включения кристаллических сланцев и осадочных пород [5].

Гранитоидные включения в лавах вулканов Камчатки отмечены почти повсеместно [5].

Изотопные анализы стронция таких включений показывают (см. табл. 3 и рис. 1), что они в большинстве случаев имеют более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, чем вмещающие породы. Это означает, что в той или иной сте-

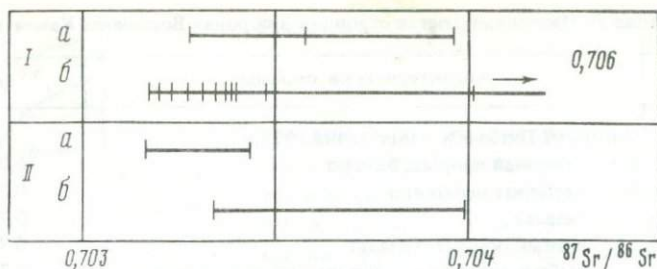


Рис. 4. Сопоставление значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ пород Восточной и Западной Камчатки
 I – Западная Камчатка; II – Восточная Камчатка; а – основные породы; б – кислые
 и щелочные породы

пени породы фундамента или осадочного чехла должны были оказывать влияние на изотопный состав стронция современных вулканических лав и что самые низкие из обнаруживаемых значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в Камчатских лавах все же могут иметь более высокие отношения изотопов стронция по сравнению с исходным материалом мантии.

Все современные лавы андезито-базальтового состава имеют нижние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, лежащие в узком интервале от 0,7032 до 0,7034. Значит стронций в исходном мантийном резервуаре имел более низкое изотопное отношение, чем 0,7032.

Липариты, дациты и пемзы кислого состава вулканов Камчатки имеют более высокие изотопные отношения стронция, чем лавы андезито-базальтов – от 0,7033 до 0,7040. Различия между кислыми и основными разностями вулканитов невелики, но систематичны. Это может свидетельствовать о большей степени участия в их составе выплавки корового материала – пород фундамента или осадочного чехла.

Породы Западной Камчатки (Срединного хребта и Западнокамчатской впадины). Срединный хребет может рассматриваться как тыловая зона островной дуги. Среди большого количества вулканов Срединного хребта только один вулкан (Ичинский) считается действующим. На его склонах известны фумарольные проявления. Все остальные вулканы потухшие, хотя еще в четвертичное время они изливали огромные количества лав. Состав их значительно разнообразнее, чем в действующих вулканах Восточного хребта. В составе вулканитов Срединного хребта значительная роль принадлежит кислым разностям пород, а на западном склоне хребта и в пределах Западного Камчатского прогиба известны проявления щелочного магматизма в виде небольших интрузий, экструзивных тел и даек. Возраст щелочного магматизма определяется как неогеновый [7]. Ранее К.Е. Хеджем и Г.С. Горшковым [19] было опубликовано одно значение изотопного состава стронция из риолита вулкана Хангар. Этот вулкан находится на самом юге вулканической гряды Срединного хребта в пределах Срединного выступа кристаллических гнейсов фундамента. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7035$ – одно из наиболее высоких для вулканитов Камчатки. Из данных табл. 4 рис. 4 можно заметить: 1) соотношения в распределении изотопов стронция между основными и кислыми (щелочными) разностями пород в обеих зонах очень сходны; в том и в другом случае

Таблица 4. Изотопный состав стронция в породах Западной Камчатки

№ образца	Характеристика образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
2031	Вулкан Белоголовский	
2166	экструзия, трахириолит	0,70619
	дайка, рвушая экструзию (обр. 2031), трахит	0,70416
2165	пластовое тело, трахит	0,70348
2032	базальт	0,70328
2167	трахиандезит	0,70328
2168	щелочной базальт	0,70329
2033	Вулкан Ичинский	
	экструзия, дацит	0,70330
2034	липарит	0,70335
2035	андезит	0,70398
2171	Вулкан Большой, экструзия, кварцевый трахит	0,70317
2172	Вулкан Уксичан	
	шошонит	0,70320
2173	иггимбрит	0,70332
2174	экструзия, трахит	0,70339
2175	трахиандезит	0,70323
2176	Вулкан Б. Кытэрана	
	дайка щелочного базальта, N_1	0,70359
2177	микрощонкинит	0,70404

статистически преобладают близкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разных типах пород, хотя среди кислых (щелочных) пород встречаются разности, изотопный состав стронция в которых существенно выше, чем в основных породах; 2) самые низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кислых и основных породах обеих зон почти одинаковы; 3) масштабы вариаций изотопных отношений стронция как в основных, так и в кислых (щелочных) породах Западной Камчатки существенно выше, чем в породах Восточной Камчатки.

Обсуждая материал по Восточной Камчатке, мы пришли к выводу о влиянии сиалической коры в образовании как основных, так и тем более кислых лав. Очевидно, что этот вывод следует распространить и на породы Западной Камчатки. Следует только учесть, что вероятность такого заражения на Западной Камчатке, исходя из общегеологических представлений, существенно больше. Видимо, с этим и связан значительно больший разброс изотопных отношений стронция в породах Западной Камчатки, и, если это так, то исходные выплавки мантийного субстрата под Восточной и Западной Камчаткой должны были характеризоваться сходными начальными отношениями стронция и, видимо, сходным составом мантийного субстрата.

О-в Кунашир. Это самый южный остров в цепи Курильской гряды. Так же, как и Камчатский регион, Южные Курилы расположены на коре континентального типа. В основании вскрытого здесь разреза выделяются мощные толщи осадочных и вулканогенно-осадочных отложений палеогено-неогенового возраста. Почти повсеместно эти породы подвергались силь-

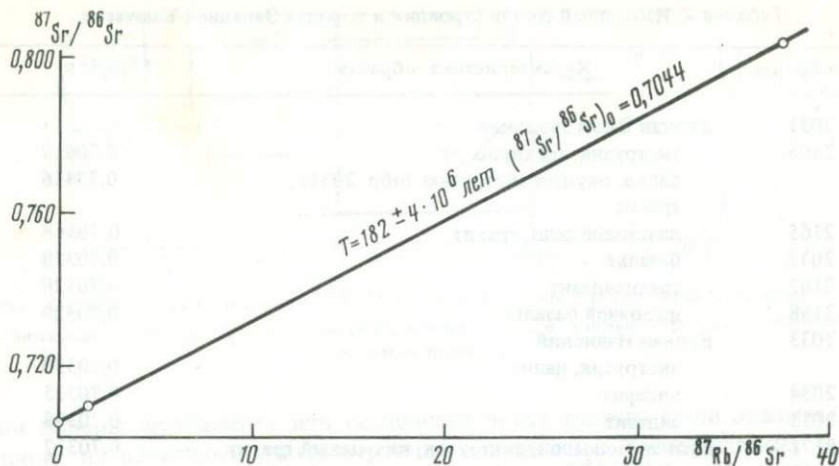


Рис. 5. Изохрона по мономинеральным фракциям из гранита (обр. 1957)

Для построения изохроны использованы данные по Rb и Sr (мкг/г), $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для биотита (соответственно: 284±4; 21,8±0,2; 38,0±0,8; 0,80256), амфибола (24,1±0,5; 45,4±0,3; 1,54±0,04; 0,70841) и плагиоклаза (—; —; —; 0,70450)

ным гидротермальным изменениям. Они окварцованы, карбонитизированы, пиритизированы. Эти отложения прорваны большим количеством интрузий гранодиоритов и кварцевых диоритов и экструзиями липаритов и дацитов. В цоколе Кунашира, как и многих других островов Курильской гряды, залегают, по-видимому, гранитоиды более древнего возраста. Об этом можно судить по частым находкам галек и валунов гранитного состава в аллювиальных и морских отложениях и по находкам гранитных галек в конгломератах вулканогенно-осадочных отложений палеоген-неогенового возраста.

Авторы провели рубидий-стронциевые определения мономинеральных фракций, извлеченных из гранитного валуна, который был найден в пляжных отложениях Тихого океана у подножья вулкана Тятя. Получена изохрона с возрастом 182 млн. лет и начальным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7044$ (рис. 5).

Состав лав современных действующих вулканов острова довольно разнообразен. Согласно [6], вулкан Головнина по составу в основном андезито-дацитовый, вулкан Менделеева андезито-базальто-дацитовый, вулкан Тятя андезито-базальтовый. Однако лавы действующих вулканов о-ва Кунашир находятся в тесном генетическом родстве. Все они являются производными базальтовой магмы, ассимилировавшей на своем пути к поверхности сиалический материал.

О-в Симушир. Среди островов Курильской гряды два острова — Симушир и Кетой — располагаются на коре, геофизические параметры которой ближе всего отвечают понятию океанической. Все же некоторые геофизические особенности не позволяют отождествлять ее с настоящей океанической корой, что нашло свое отражение в термине "субокеаническая". Мощность субокеанической коры под Центральными Курилами оценивают

в 15 км [3], однако принципиальных отличий в геологическом строении верхней части коры на Центральных Курилах не обнаруживается. Е.К. Мархининым и Д.С. Стратулой отмечено, что при различии строения земной коры Центральных Курильских островов минеральный состав вулканических пород этой части дуги в общих чертах аналогичен составу их на Северных и Южных островах [10]. .. Еще более информативные материалы были получены при изучении землетрясений. Они показали, что механизм процессов в верхней мантии и размещение землетрясений на глубинах 0—200 км под Средними Курильскими островами должны быть в основном такими же, как и под флангами дуги [16]. На явное несоответствие изменений глубины геологических разделов вдоль Большой Курильской гряды указывал К.Ф. Сергеев [12].

По мере изучения Центральных Курильских островов появляется все больше данных о значительной распространенности на них кислых пород. Их суммарная распространенность доходит до 40% от общего объема вулканических пород [12]. Породы гранитного состава обнаружены на островах Шиадокан и Ушишир [10]. Кислые породы липарит-дацитового состава драгированы на склоне вулкана Броутон и обнаружены в обнажениях на самом острове. Кислые игнимбриты и пемзы известны на о-ве Кетой [8].

Содержащие калиевый полевой шпат граниты были драгированы с Охотской стороны побережья о-ва Симушир. На самом острове известны вулканические выбросы игнимбритов и кислых пемз вулкана Заварицкого и коренные обнажения дацитов. Гальки и обломки гранитного состава встречаются в различных частях острова.

Таким образом, наблюдается некоторая противоречивость данных сейсмического зондирования и геологических наблюдений. Конечно, это противоречие легко снимается, если признать, что не всегда геофизические границы соответствуют границам смены вещественного состава пород. Как бы то ни было, Центральные Курильские острова представляют особый интерес для изучения. Летом 1982 г. авторам удалось собрать материал по о-ву Симушир, а в 1983 г. один из авторов (В.С. Григорьев) принял участие в экспедиции научно-исследовательского судна "Вулканолог" с посещением о-ва Броутон.

На рис. 6 показаны точки отбора проб на о-ве Симушир, а в табл. 5 — результаты анализов симуширских и броутонских проб.

На перешейке Косточка между постройками вулканов Мильна и Заварицкого в обрывах тихоокеанского берега обнажаются породы неогенового фундамента. Они представлены лавами, туфами и туфобрекчиями, преимущественно андезитового состава. Все породы фундамента подвержены сильным зеленокаменным изменениям. Как видно из данных табл. 5 и рис. 1, эти гидротермально измененные породы обнаруживают неоднородные и довольно высокие изотопные отношения стронция, вплоть до верхних значений 0,7048, что указывает на участие морской воды в гидротермальных изменениях пород. К такому же выводу приводят и рассматриваемые ниже данные по изотопному составу кислорода.

Обрывы Охотской стороны вулканической постройки вулкана Мильна сложены мощными потоками андезито-базальтов. В основании постройки обнажается тело дацитов с довольно крупными (несколько миллимет-

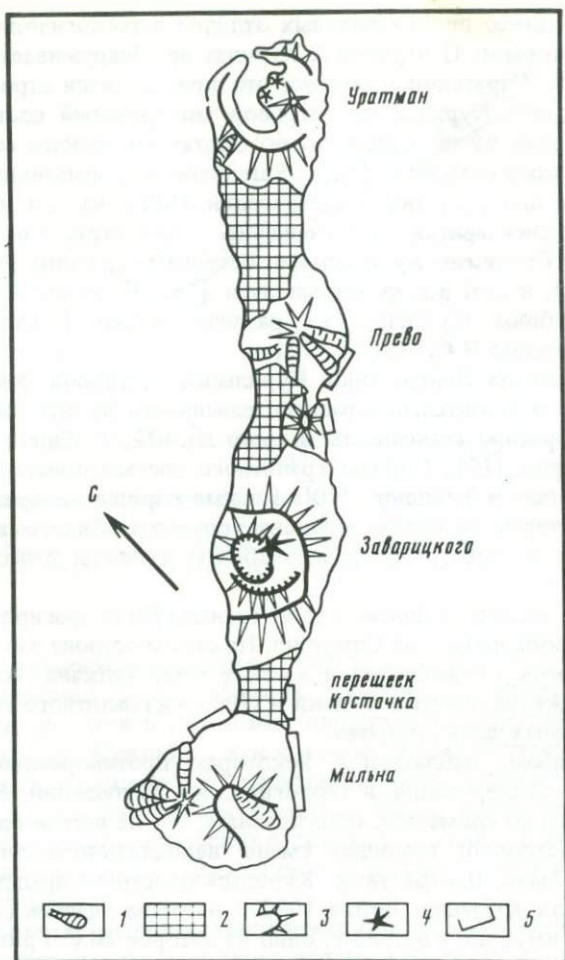


Рис. 6. Схема опробования пород о-ва Симушир (геологическая основа дана по [8])
 1 — лавовые потоки; 2 — фундамент; 3 — конус с кратером; 4 — купол; 5 — участки
 опробования

ров) выделениями биотита. Мощность дацитового горизонта около 50 м. Нижний контакт его скрыт осью, но залегает, видимо, на породах неогенового основания. В одной из промоин ниже горизонта дацитов обнажаются сильно измененные и насыщенные прожилками и кристаллами кварца черные туфобрекчии. Изотопный состав стронция в них также оказался очень высоким — 0,7043. В современных базальтах вулкана Мильна значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ так же низки, как и в породах вулканов Алайд и Эбеко.

Плаггиоклазовая фракция дацита имеет тоже низкие значения изотопного отношения стронция — 0,70314, но все же несколько более высокое, чем в базальтах. Расчет возраста по паре минералов биотит—плаггиоклаз

Таблица 5. Изотопный состав стронция в породах о-вов Симушир и Броутон

№ образца	Характеристика образца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>О-в Симушир</i>		
1960	Вулкан Прево	
	андезит	0,70334
2009	андезит	0,70327
2029	базальт	0,70310
1976	Вулкан Иканмикот	
	гидротермально измененная порода	0,70310
2028	то же	0,70354
1958	Вулкан Заварицкого, купол 1957 г.	
	плагноклаз из андезита	0,70356
1963	пемза	0,70315
1977	дайка, андезит	0,70305
2007	игнимбрит	0,70339
2026	базальт	0,70307
1971	Перешеек Косточка	
	фундамент, пропилит	0,70480
1972	то же	0,70345
1974	"	0,70316
1956	Вулкан Мильна	
	основание постройки, дацит	0,70314
1964	гидротермально измененные вулканобрекчи	0,70426
1975	андезит	0,70302
1978	то же	0,70300
2012	"	0,70312
2013	"	0,70309
2078	основание постройки, гидротермально измененная порода	0,70329
<i>О-в Броутон</i>		
2043	Драгировка западного склона, базальт	0,70293
2044	То же, дацит	0,70312

приводит к значениям 5,2 млн. лет с вероятной ошибкой определения $\pm 0,7$ млн. лет. Изотопные отношения стронция в образце дацита, драгированного со склона вулкана Броутон, совершенно аналогичны обнаруженным в симуширских дацитах. Это служит очень веским аргументом в пользу широкого развития дацитового магматизма и в пределах Центральных Курильских островов. Образец базальта, драгированный с этого же склона вулкана Броутон, имел (после отмывки соляной кислотой) изотопное отношение стронция 0,70293. О-в Броутон можно рассматривать как тыловую часть Большой Курильской дуги. Этот пример демонстрирует отсутствие определенной зависимости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах дуги от удаленности от оси глубоководного желоба.

Изотопное отношение стронция в пемзе (0,70315) вулкана Заварицкого точно такое же, как и в дацитах, а в игнимбрите несколько более высокое (0,70339). Вулкан Заварицкого построен из трех вложенных

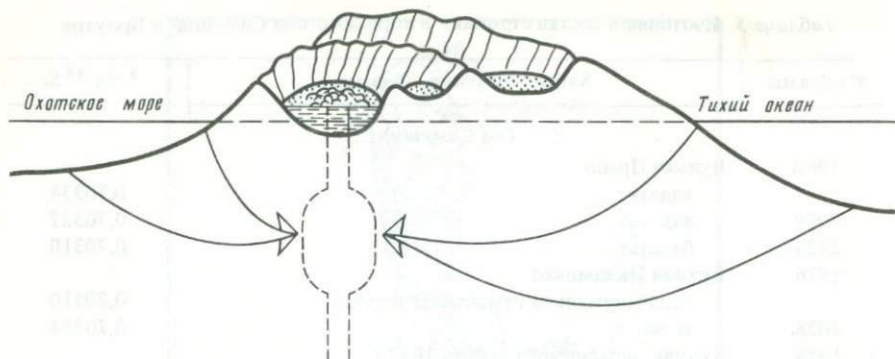


Рис. 7. Схематический разрез постройки Вулкана Заварицкого

друг в друга кальдер [8]. В фундаменте 1-ой соммы обнажаются третичные породы. С образованием 2-ой кальдеры связаны выбросы дацитовых пемз и кислых игнимбритов. Среди отложений центрального конуса тоже встречаются дациты. На дне внутренней современной кальдеры располагается озеро. Его дно находится примерно на 30 м ниже уровня моря [8]. Стенки внутренней кальдеры прорезаны многочисленными дайками андезито-базальтового состава. В 1957 г. в результате сильного извержения на дне кальдеры сформировался экструзивный купол, сложенный пироксеновыми андезитами. Обычно именно породы этого купола привлекают к себе прежде всего внимание исследователей, посещающих вулкан. Между тем породы купола явно отличаются высоким отношением стронция (0,70356) от других пород вулкана, в том числе и кислых (см. табл. 5). Выделяются они и по содержанию калия. Если среднее содержание K_2O в андезито-базальтах составляет примерно 0,6%, то в породах извержения 1957 г. оно поднимается до 1% [11]. Увеличение содержания калия в породе и повышенные концентрации радиогенного стронция пропорциональны относительной распространенности их в морской воде [7].

Строение вулкана и характер его извержения в 1957 г. вполне согласуются с представлениями о возможной зараженности магмы компонентами морской воды. На рис. 7 схематически показан разрез через кальдеру вулкана Заварицкого. Следующие моменты делают вероятной предложенную схему.

1. Очень небольшой объем лавы, излившейся при извержении 1957 г. В то же время отмечен огромный объем пирокластического материала, выброшенного при этом извержении [8]. Это означает, что лавы были водонасыщенные, довольно холодные и поэтому очень вязкие. В результате выжимки андезитовой лавы образовался купол около 350 м в поперечнике и около 40 м высотой в наивысшей точке. Средняя высота его всего около 20 м. Вот почему можно предположить, что источником лавы был сравнительно небольшой по размерам и неглубоко залегающий промежуточный очаг.

2. Низкое расположение кальдеры — ниже уровня моря.

3. Близкое положение береговых линий.

4. Дренаживание атмосферных осадков с площади кальдеры несколькими прорезающими кальдеру долинами. Высота поверхности кальдерного озера сейчас составляет всего 40 м, и примерно этой высоты оно было до взрыва.

5. Следовательно, линза пресных вод под кальдерой должна быть очень маломощной. В подобной ситуации становится особенно вероятным участие морской воды в глубинной конвекции, которая вызывается теплом магматического очага. Поэтому еще на стадии расплава в магматической камере или при подъеме расплава могло происходить его взаимодействие с компонентами морской воды. Высокие температуры взаимодействия почти не отразились на изотопном составе кислорода исходной магмы.

Вулкан Иканмикот представляет собой массив очень сильно гидротермально измененных пород, первичную природу которых трудно установить. Базальтовые лавы вулкана Прево очень свежие по всему разрезу. Изотопный состав стронция в них лежит в пределах 0,70310—0,70334 (см. табл. 5).

Изотопный состав стронция и мощность земной коры. Прямой и четкой связи между мощностью земной коры и изотопным составом стронция вулканитов нет. Однако намечается некоторая общая тенденция в вариациях изотопных отношений стронция вдоль Курило-Камчатской островной дуги. При этом следует принимать во внимание только самые низкие из числа обнаруженных изотопных отношений стронция. Тогда видно (см. рис. 1), что самые низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ характерны для верхнемеловых базальтов Олюторской зоны и для Северных и Центральных островов Курильской гряды. Вулканиты остальной территории Камчатки имеют несколько более высокие значения изотопных отношений стронция. Таким образом, при переходе от Камчатки к островной дуге намечается небольшой скачок в изменении изотопных отношений стронция в вулканитах. Другой такой скачок, выраженный более четко, виден в пределах самой островной дуги между вулканитами центрального острова дуги — Симушира и самого южного острова — Кунашира. Последнее иллюстрируется рис. 8, где в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ — SiO_2 нанесены данные по этим двум островам. Рой точек для каждого из островов образует области, четко разделяемые прямой линией. Исключение составляет только точка 1958 — экструзия 1957 г. в кальдере вулкана Заварицкого. О необычности этой лавы и возможной причине такой необычности говорилось выше.

Намечается еще одна тенденция, которая нуждается, конечно, в подтверждении. Состоит она в том, что самые низкие изотопные отношения стронция наблюдаются в лавах тех вулканов, которые расположены вблизи крупных тектонических прогибов или в их пределах. На Восточной Камчатке это Толбачик, расположенный в пределах Камчатской депрессии. На Курилах это Алаид и Броутон, расположенные на краю Охотской глубоководной впадины. Одну из задач будущих исследований авторы видят в проверке правильности этой тенденции.

Изотопный состав кислорода. Все данные по изотопному составу кислорода вместе со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ сведены в табл. 6. Значительная часть проб попадает по $\delta^{18}\text{O}$ в нормальный для глубинных неизмененных

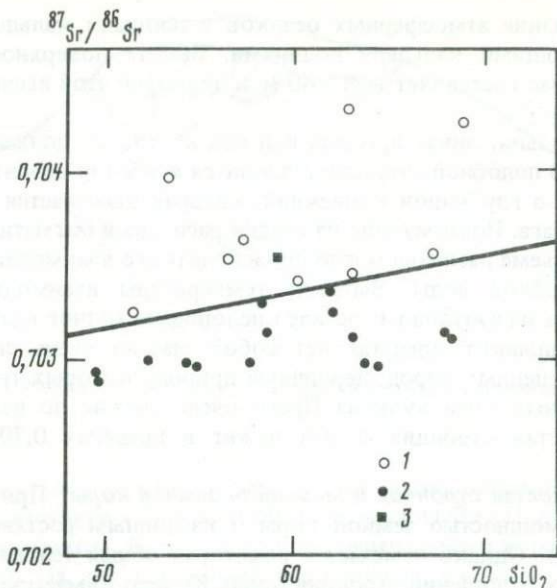


Рис. 8. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержание SiO_2 в породах островов Симушир и Кушанир

1 — о-в Кушанир; 2 — о-в Симушир; 3 — обр. 1958 экструзивного купола вулкана Заварицкого

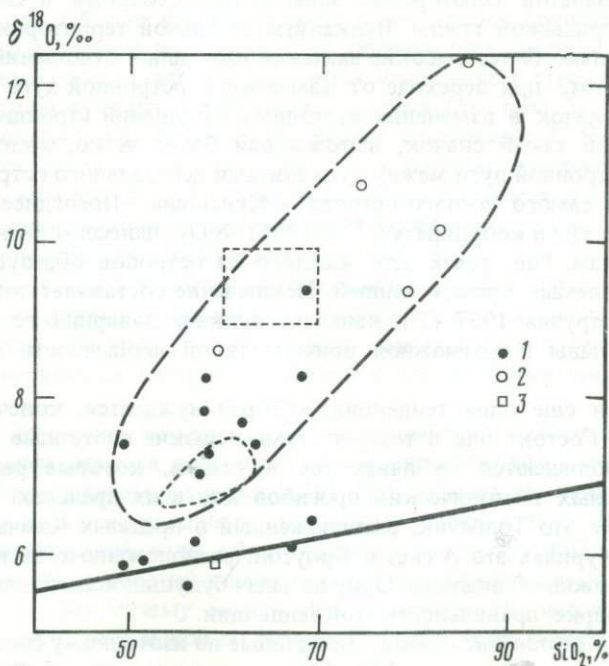


Рис. 9. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и SiO_2 в породах Курильских островов

1 — свежие породы; 2 — гидротермально измененные породы и пемзовые включения; 3 — обр. 1958 экструзивного купола вулкана Заварицкого

Таблица 6. Изотопный состав кислорода и стронция и содержание SiO_2 в породах Курило-Камчатской островной дуги

№ образца	Характеристика образца	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\text{SiO}_2, \%$
1824	Вулкан Алаид			
	дайка, базальт	+7,4	0,70295	49,52
1831	прорыв Олимпийский, базальт	+5,8	0,70293	49,62
2038	пемзовое включение	+10,2	0,70468	82,28
2042	то же	+12,4	0,70470	85,38
1869	Вулкан Эбеко			
	зонально измененный андезит			
	краевая зона	+10,8	0,70322	79,94
1872	центральная зона	+8,7	0,70312	59,83
1960	Вулкан Прево			
	андезит	+7,8	0,70334	58,11
2009	то же	+7,7	0,70327	61,98
1958	Вулкан Заварицкого, купол 1957 г.			
	андезит	+5,9	0,70356	59,04
1963	пемза	+8,3	0,70315	68,02
1974	о-в Симушир, перешеек Косточка,			
	фундамент, пропилит	+7,3	0,70316	58,23
1975	Вулкан Мильна, андезит	+7,0	0,70302	57,66
1961	Вулкан Тятя			
	базальт	+5,9	0,70324	51,54
2074	пемзовое включение	+9,4	0,70368	78,62
1962	о-в Кунашир, мыс Спиридонова, дацит	+6,1	0,70358	67,08
1965	о-в Кунашир, мыс Прасолова, гранит	+6,4	0,70426	69,01
1959	Вулкан Менделеева			
	дацит	+7,0	0,70348	62,93
2001	андезит	+5,6	0,70355	56,27
2002	о-в Кунашир, г. Фрегат, дайка, андезит	+6,2	0,70365	57,13

пород интервал $6 \pm 0,5 \text{ ‰}$. Многие пробы, однако, обнаруживают более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$. В число их входят и петрографически свежие породы основного состава и в еще большей степени—породы, подвергшиеся гидротермальным изменениям, и пемзовидные включения в лавах.

На рис. 9 видны различные тенденции в распределении точек в координатах $\delta^{18}\text{O}$ — SiO_2 . Часть проб группируется вблизи линии, характеризующей фракционирование изотопов кислорода в процессе магматической дифференциации [21]. Формально эти породы можно рассматривать как образованные или преобразованные при высоких температурах. Если вещество коры и участвовало в их образовании, то изотопный состав его кислорода был уравновешен с кислородом основных пород глубинного (мантийного) происхождения. Уравновешивание могло происходить через высокотемпературные растворы морского или континентального происхождения. Так можно объяснить, в частности, появление в этой группе андезитов (обр. 1958) экструзивного купола в кальдере вулкана Заварицкого и гранитов мыса Прасолова на северо-западе Кунашира. Есть мнение, что эти граниты имеют метасоматическое происхождение.

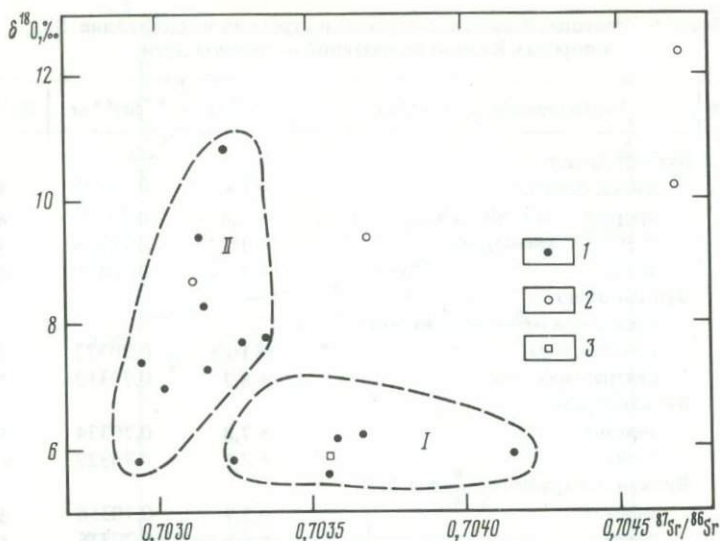


Рис. 10. Соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах Курильских островов

1 — свежие породы; 2 — гидротермально измененные породы и пемзовые включения; 3 — обр. 1958 экструзивного купола вулкана Заварицкого; I — породы о-ва Кунашир; II — породы о-ва Симушир и вулкана Эбеко

Другая группа точек на рис. 9 располагается выше линии изотопного равновесия. Эти породы нельзя произвести за счет фракционирования изотопов кислорода при магматической дифференциации. Для объяснения значений $\delta^{18}\text{O}$ в них необходимо прибегать к различным моделям, предполагающим участие в магматическом процессе собственно осадочного вещества или относительно низкотемпературных гидротермально измененных пород. В некоторых образцах, например в андезитах о-ва Симушир, $\delta^{18}\text{O}$, возможно, обусловлено постмагматическими преобразованиями пород.

Рассматриваемая совокупность точек обнаруживает некоторую прямолинейную зависимость. Правая верхняя часть этой ветви определяется положением точек, которые отвечают пемзовым включениям в лавах вулканов Алаид и Тятя и гидротермально измененным под влиянием фумарольной деятельности лавам вулкана Эбеко. В эту зависимость попадают также андезиты и дациты о-ва Симушир. На этом основании можно сделать вывод, что некоторые вулканы Курильской островной дуги определенно образуются при участии корового вещества. Им могут быть осадочные или гидротермально измененные породы.

На рис. 9 точечным пунктиром показано положение проб одной из групп андезитов западной части Японской островной дуги и гранитов (верхний контур) Северного Хонсю [21]. Все это, на наш взгляд, служит убедительным доказательством широкого участия вещества земной коры в формировании многих типов интрузивных и вулканогенных пород в области Курило-Камчатской и Японской островных дуг.

Выше упоминалось, что образование пород первой группы точек на

рис. 9 и группы андезитов, выделенной на Японских островах [21], можно классифицировать с позиций распределения изотопов кислорода как равновесную магматическую дифференциацию единого магматического очага. Однако возможны условия, когда примесь корового вещества не приводит к значительному обогащению ^{18}O . Это иллюстрируется пробамми с о-ва Кунашир (рис. 10), которые образуют поле точек, малоизменячивых по $\delta^{18}\text{O}$ и сильно меняющихся по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Возрастание радиогенного стронция в некоторых образцах прямо свидетельствует об участии в формировании этих пород корового вещества. В данном случае оно могло быть представлено древней сиалической корой (гранито-гнейсы с $\delta^{18}\text{O} \sim 8$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,71$) либо высокотемпературными растворами, уравновешенными по $\delta^{18}\text{O}$ с силикатными породами.

Породы вулкана Эбеко и вулканиды о-ва Симушир образуют поле точек с противоположной тенденцией (рис. 10). В них очень мало изменяются изотопные отношения стронция при больших изменениях $\delta^{18}\text{O}$. Это обстоятельство может указывать на меньшие температуры и, вероятно, глубины взаимодействия вещества коры и мантии. Наиболее вероятно, что в качестве коровой компоненты здесь выступали гидротермально измененные породы, причем эти изменения происходили, по-видимому, за счет глубинной циркуляции пресных метеорных вод.

Рассмотренные материалы со всей очевидностью демонстрируют участие вещества коры в формировании магматических пород Курило-Камчатской островной дуги. Сама по себе эта мысль не нова. Она неоднократно высказывалась многими специалистами на основании геологических или петрологических наблюдений. Во всяком случае участие материала коры в магматических выплавках кажется вполне вероятным. В основании дуги залегает толща кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Их суммарная мощность достигает 10 км. Повсеместно в пределах дуги отмечаются проявления кислого вулканизма, и почти везде он непосредственно предшествовал современному вулканизму преимущественно андезит-базальтового состава. Здесь приводились примеры пемзовых включений, которые определенно показывают, что заражение глубинных пород веществом коры не только вероятно, но и реально существует.

Участие вещества коры в процессах магматизма находит свое отражение в смещении изотопных отношений стронция и кислорода. В качестве метки изотопного отношения стронция в исходных породах мантии следует, видимо, считать значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7022$. Это самое низкое значение из числа обнаруженных в толетитовых базальтах срединных океанических хребтов. Но даже это низкое отношение не поддержано реально существующим в базальтах отношением Rb/Sr ; таким образом, величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7022$ служит верхним возможным пределом изотопного отношения стронция в исходной магме. Истинное значение может быть еще ниже, а все более высокие цифры отражают последующую зараженность лав на уровне мантии (мантийные неоднородности) или коры (подробный обзор этой проблемы см. в работе [7]).

Курило-Камчатская островная дуга заложилась в верхнемеловое время частично на консолидированном основании сиалического типа, частично на океанической коре. По-видимому, собственно мантийные породы под

всей островной дугой характеризуются изотопными отношениями стронция, близкими к 0,7020. Это значит, что мантия под всей островной дугой сложена такими же деплетированными базальтами, как и толеиты срединных океанических хребтов, вне зависимости от мощности современной коры. Степень зараженности мантийных пород коровым веществом обнаруживается в смещениях изотопного состава стронция от начальных значений 0,702 до более высоких. В пределах дуги не обнаружено ни одного случая выхода мантийных пород, не зараженных в той или иной степени коровым веществом. Кажется, что нет прямой зависимости степени этого заражения от мощности земной коры, регистрируемой методами сейсмического зондирования. Вероятно, границы, отбиваемые этими методами, не всегда соответствуют границам вещественного состава пород. Некоторые географические закономерности все же намечаются. Так, например, Северные (Алаид, Эбеко) и Центральные (Симушир, Броутон) Курильские острова по процессам формирования контаминированных магм отличаются от о-ва Кунашир.

Поперечное пересечение через Камчатку обнаруживает увеличение степени зараженности вулканигов коровым веществом с востока на запад, т.е. от фронтальной к тыловой части дуги. Важно отметить, что исходный состав мантийных пород под фронтальной и тыловой частями дуги, видимо, одинаков. Такие же пересечения Курильской гряды (Эбеко—Алаид и Симушир—Броутон) обнаруживают скорее обратную тенденцию. Не исключено, что это связано с особым происхождением глубоководной впадины Охотского моря вследствие разрыва и растяжения континентальной коры. Такое предположение нередко используется при тектонических построениях. Это один из интереснейших вопросов, на который авторы предполагают обратить внимание в дальнейшей работе.

Кислые разности пород Курило-Камчатской островной дуги обычно содержат несколько более радиогенный стронций, чем парагенные с ним основные породы. Это может означать, что в формировании кислых лав вещество сиалической коры участвует в несколько большей степени.

Чрезвычайно актуален в настоящее время вопрос о возможных механизмах взаимодействия вещества коры и мантии. Проще всего, казалось бы, представить себе этот механизм как захват вещества коры по мере продвижения мантийного расплава вверх. Что такой захват действительно происходит, говорит наличие включений в лавах. Но оно же говорит и об ограниченности действий такого механизма. Включения в базальтах нередко имеют угловатый вид, часто они даже не оплавлены по краям. Тепловой энергии расплава еще недостаточно, чтобы целиком переработать захватываемый материал. Между тем зараженность коровым материалом часто обнаруживается в больших объемах однородных пород. Это значит, что взаимодействие вещества коры и мантии происходит на стадии формирования магматического расплава. В рамках концепции теории плит обычно рассматривается механизм субдукции и плавления вещества осадочного слоя океанической коры. Эта гипотеза удовлетворительно объясняет некоторые наблюдаемые факты, но она, по-видимому, бессильна объяснить следующий важный факт. Часто, и в том числе в пределах Курило-Камчатской островной дуги, кислые и основные разности пород имеют один и тот же изотопный состав стронция, причем изотопные

отношения стронция в них очень низки. Следовательно, в этих случаях должен был работать механизм преобразования исходных основных пород в кислые без привноса существенных количеств радиогенного стронция.

Такой механизм существует и легко наблюдается вблизи поверхности. Гидротермальные изменения пород fumarольными газами приводят к раскислению продуктов выветривания вплоть до образования опалитов, т.е. пород, нацело состоящих из кремнекислоты. Как показано на примере гидротермально измененных пород вулкана Эбеко, такие изменения не сопровождаются заметным смещением изотопного состава стронция исходных пород. Определяется это обстоятельство тем, что в fumarольных газах участвует только циркулирующая метеорная вода с ничтожными концентрациями стронция. Основной фон стронция при гидротермальных изменениях определяется извлечением его из пород. Конечно, существуют гидротермальные системы со смешанными морскими и метеорными водами и одними морскими водами. Их влияние на изотопный состав гидротермально измененных пород будет различным. Можно представить себе, что в конвекционные системы под вулканическими очагами островных вулканов океаническая вода попадает, пройдя предварительно длинный путь. На этом пути изотопный состав стронция и кислорода флюида обменивается с составом стронция и кислорода пород. При этом величина изменения изотопного состава будет зависеть от материального баланса и может быть различной для стронция и кислорода. Изотопный состав стронция флюида приводит к тому или иному увеличению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породе. Циркуляция термальных вод на больших глубинах может приводить одновременно и к существенной химической переработке пород. Активная переработка вулканических пород на средних глубинах — явление обычное, о чем можно судить по многочисленным проявлениям вторичных кварцитов. Вообще говоря, пропилитизация тоже приводит к раскислению пород. В пропилититах обычные выделения кварца, повышается содержание щелочных элементов.

Таким образом, само существование систем глубинной циркуляции вод в районах вулканической активности может быть тем механизмом, который ответственен за преобразование исходных базальтов в породы самого различного состава с сохранением или изменением их изотопных характеристик в зависимости от конкретных условий. Эта концепция открывает большие возможности для отработки вариантов такого взаимодействия. По-видимому, с глубинным взаимодействием в системе вода—порода связано формирование кислых магм о-ва Кунашир (рис. 10).

Конечно, гидротермальная конвекционная система работает благодаря тепловому импульсу, создаваемому магматическим очагом. И все-таки основной источник вещества вулканитов Курило-Камчатской островной дуги — первичная деплетированная мантия. Флюиды конвекционных систем могут переносить тепло глубинных магматических очагов в верхние зоны земной коры и даже вызывать вторичное расплавление пород и гранитизацию [1]. В промежуточных магматических камерах, заполненных базальтовым расплавом, может происходить плавление боковых пород. Энергии самого расплава недостаточно, чтобы вызвать плавление сколько-нибудь больших объемов пород. Но дополнительная подача тепла высокоэнергетическим флюидом может обеспечить плавление крупных

объемов пород земной коры. Эти породы могут представлять собой продукты гидротермальных изменений типа вторичных кварцитов. Тогда результирующая порода будет иметь более кислый состав при неизменном изотопном составе стронция и, возможно, повышенном значении $\delta^{18}\text{O}$ — вариант Симушир—Эбеко (рис. 10).

Возможен механизм преобразования основных пород в кислые при непосредственном взаимодействии с водой или в результате плавления уже готовых продуктов гидротермальных изменений. Этот механизм и изотопные отношения в таких породах — другая проблема, которой авторы надеются посвятить дальнейшие исследования.

В заключение мы хотели бы выразить благодарность О.Н. Волинцу, Ю.М. Дубику, А.Н. Сухову за представленные образцы и И.А. Меняйлову за помощь в организации работ на вулкане Алайд. Мы искренне благодарим также сотрудников СахКНИИ И.П. Аверьянова, К.Т. Злобина и В.И. Федорченко за помощь в работе на о-вах Кунашир и Симушир. Особая наша благодарность сотрудникам министерства рыбной промышленности В.И. Бармуте и Р.И. Трубочкину и капитанам рыболовных сейнеров В.А. Белоусову и В.Н. Тарасенко, благодаря бескорыстной помощи которых были проведены исследования на о-ве Симушир.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с вулканической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 118—128.
2. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 122 с.
3. Вейцман П.С. Особенности глубинного строения Курило-Камчатской зоны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1965, № 9, с. 13—30.
4. Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 191 с.
5. Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 222 с.
6. Геология СССР, т. 31. Камчатка и Курильские острова, ч. 1. М.: Недра, 1964. 733 с.
7. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала/М.И. Буйкайте, В.И. Виноградов, А.А. Савельев и др. М.: Наука, 1983. 181 с.
8. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 186 с.
9. Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В. Общие черты строения земной коры переходной зоны. — В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1966, с. 274—293.
10. Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Новые данные о вулканах Центральных Курильских островов. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, т. 1, с. 94—97.
11. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М.: Наука, 1966. 280 с.
12. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 237 с.
13. Снятков Б.А., Снятков Л.А. О роли магматических процессов в создании структур Северо-Западной части Тихоокеанского Кольца. — В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М.: Наука, 1964, с. 45—60.
14. Сухов А.Н. Вулканический комплекс Олюторского хребта (Корякское нагорье). — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983, № 10, с. 12—27.
15. Федоренко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 140 с.
16. Федотов С.А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая

- деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмическим данным на 1964 год. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. т. 3. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 43–48.
17. Флеров Г.Б., Хренов А.П., Петрова В.В. Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил (первичная природа, состав и процессы полиморфизма). — В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978, с. 200–218.
 18. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Типы земной коры и ее эволюция в островодужных системах Дальнего Востока. — В кн.: Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1981, с. 38–52.
 19. Хедж К.Е., Горшков Г.С. Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки. — Докл. АН СССР, 1977, 230, № 6, с. 1200–1203.
 20. Хотин М.Ю., Виноградов В.И., Вольнец О.Н. и др. Изотопный состав стронция в анортитсодержащих включениях вулканитов Камчатки и породах фундамента. — Докл. АН СССР, 1983, 271, № 5, с. 1222–1225.
 21. Matsuhisa Y. Oxygen isotopic compositions of volcanic rocks from the east japan islands and their bearing on petrogenesis. — J. Volcanol. Geotherm. Res., 1979, vol. 5, N 3/4, p. 271–296.

УДК 550.42:551.217

Н.А. Титаева

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ ОТНОШЕНИЙ ТОРИЯ И УРАНА ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА

Применение изотопов радиоактивных элементов — урана и тория в качестве геохимических индикаторов эндогенных процессов по аналогии с изотопами стабильных элементов еще не нашло широкого признания. Одной из основных причин такого положения является сравнительно небольшая продолжительность жизни большинства изотопов урана и тория. Поэтому область их применения ограничена во времени и не выходит за пределы четвертичного периода. Следовательно, среди эндогенных процессов современный вулканизм является единственным, где можно использовать метод радиоактивных изотопов.

Применение изотопных геохимических трассеров возможно лишь при условии точного знания процессов, приводящих к тем или иным вариациям изотопного состава (прямая задача). Лишь после этого могут решаться обратные задачи с использованием изученных изотопных отношений.

Для решения прямой задачи, как правило, используют два основных приема: систематику изотопного состава в геологических объектах известного генезиса и сравнение с другими изотопными трассерами, интерпретация которых не вызывает сомнения. Третьим методом мог бы быть эксперимент, но, к сожалению, таких данных в литературе пока не существует.

Система изотопного состава урана

В природе известны 3 изотопа урана: ^{238}U ($T_{1/2} = 4,5 \cdot 10^9$ лет), ^{235}U ($T_{1/2} = 0,8 \cdot 10^9$ лет) и ^{234}U ($T_{1/2} = 2,48 \cdot 10^5$ лет). Первые два изотопа — родоначальники природных радиоактивных рядов распада. Достоверные вариации их отношения крайне редки и не связаны с вулка-

низмом. ^{234}U — продукт распада ^{238}U . Величина отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ варьирует в зоне гипергенеза [10, 17]. Разделение изотопов урана здесь происходит в результате взаимодействия твердой и жидкой фаз при гетерогенном распределении изотопов в твердой фазе (эффект Чердынцева—Чалова). Причиной изотопной гетерогенности является накопление ^{234}U в форме "атомов отдачи" в результате распада ^{238}U уже после образования минерала. Эффект становится статистически значимым через 40 тыс. лет после формирования породы [11].

При выщелачивании, таким образом, раствор обогащается более подвижным ^{234}U , ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$), а порода, соответственно, им обедняется ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$). Сорбция урана из природных вод будет приближать изотопный состав урана в сорбенте к изотопному составу раствора.

Эндогенная геохимия изотопов урана практически не изучена, хотя в литературе имеются довольно обширные аналитические данные [11, 17, 26, 28, 31], систематика которых позволяет сделать следующие выводы.

1. Все образцы исторических лав имеют величины отношений активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, соответствующие радиоактивному равновесию (единице). Это относится также и к современным продуктам кратерного изменения пород. Изотопная равновесность урана свидетельствует о том, что в процессе вулканического извержения не происходит разделения его изотопов. Единичные случаи неравновесного изотопного состава урана вызваны контаминацией расплава более древними породами вулканического аппарата, не отличающимися по петрохимическому составу, но испытывавшими воздействие гидротермальных или метеорных вод.

2. В вулканических породах, возраст которых превышает 40 тыс. лет, встречаются образцы с величиной $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$, где произошло частичное выщелачивание урана. Еще более редки случаи, когда величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$, что свидетельствует о фиксации урана породой из природных растворов. В частности, такие случаи отмечены для базальтов океанического дна [26, 30].

3. Большой интерес представляет изотопный состав урана во флюидах и гидротермах. Для флюидов, выделяющихся из кратеров вулканов в период извержения, характерны величины изотопного отношения урана, близкие к единице. Это указывает на то, что уран, содержащийся в газовой фазе, имеет эндогенное происхождение и поступил из расплава, а не из вмещающих пород. В то же время подавляющее большинство гидротермальных минералов обогащено ^{234}U ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$), что является доказательством заимствования урана гидротермальными растворами из пород верхнего структурного этажа. Таким образом, изотопный состав урана может служить в качестве индикатора верхнекоревой контаминации вулканических продуктов.

Систематика изотопного состава тория

В геохимии используется 3 наиболее долгоживущих изотопа тория: ^{232}Th ($T_{1/2} = 1,4 \cdot 10^{10}$ лет) и ^{228}Th ($T_{1/2} = 1,9$ лет) — из ряда тория; ^{230}Th ($T_{1/2} = 75,2 \cdot 10^3$ лет) — из ряда урана-238. Отношение $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в вулканических породах фактически дает возможность обнаружить различия в поведении элементов тория и радия непосредственно перед или

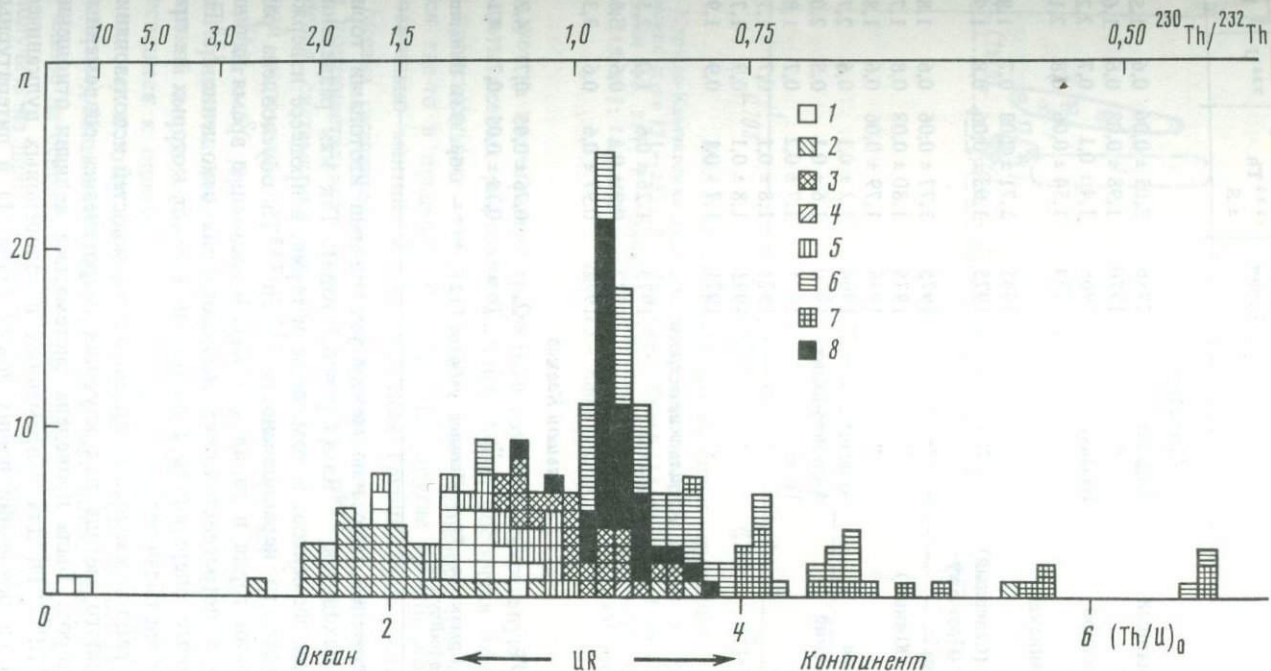


Рис. 1. Гистограмма распределений $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ и $(\text{Th}/\text{U})_0$ в вулканических породах мира

1 — MORB [24, 28]; 2 — Курило-Камчатская дуга (см. [9, 12] и наст. кн.); 3 — Исландия [14, 27]; 4 — Тристан-да-Кунья [35]; 5 — Гавайские [24, 36], Азорские [35] и Коморские [28] острова; 6 — рифтовые зоны континентов (см. [28] и наст. кн.); 7 — Большой Кавказ (наст. кн.); 8 — Средиземноморская зона [17, 21–23, 25, 28, 33]

Таблица 1. Изотопный состав тория в современных вулканитах СССР

№ образца	Вулкан	Порода	Время извержения	$\frac{^{230}\text{Th}}{^{232}\text{Th}} \pm S$		$\frac{^{230}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$\left(\frac{\text{Th}}{\text{U}}\right)$
<i>Камчатка</i>							
2533*	Безымянный	Андезит	1956	2,05 ± 0,06	0,6	1,58	
Б-1	"	"	1970	1,98 ± 0,08	0,6	1,63	
529	Ключевской	Базальт	1966	1,4 ± 0,1	0,7	2,2	
Д-5	"	"	1974	1,54 ± 0,06	0,8	2,16	
Т-5	Толбачинская зона	"	1941	1,71 ± 0,08	0,7	1,89	
10	То же (Северный)	"	1975	1,63 ± 0,06	0,8	1,98	
910	То же (Промежуточный)	"	1975	1,77 ± 0,06	0,6	1,82	
3268*	То же (Южный)	"	1975	1,80 ± 0,08	0,8	1,79	
905	"	"	1976	1,79 ± 0,06	0,6	1,80	
2616*	Шивелуч	Андезит	1964	1,2 ± 0,1	0,6	2,7	
308**	Карымский	Андезито-дацит	1970	1,6 ± 0,1	0,5	2,0	
306**	"	То же	1971	1,7 ± 0,2	0,7	1,8	
315**	"	"	1971	1,8 ± 0,1	0,7	1,7	
Л-2*	"	"	1971	1,8 ± 0,1	0,9	1,7	
Л-3**	"	"	1971	1,7 ± 0,1	0,9	1,9	
<i>Курильские острова</i>							
807	Тятя	Базальт	1973	1,26 ± 0,6	1,0	2,56	
5796***	Алаид	"	1972	0,9 ± 0,1	0,6	3,6	
5798***	"	"	1972	0,97 ± 0,6	0,6	3,33	
<i>Большой Кавказ</i>							
3-11 ⁴ *	Эльбрус	Дацит	Q ₄	0,76 ± 0,05	0,7	4,2	
3-12 ⁴ *	"	"	То же	0,78 ± 0,05	0,7	4,1	

* — Обр. В.А. Ермакова. ** — Данные работы [12]. *** — Обр. О.Н. Волынца.
⁴* — Обр. И.М. Остафийчук.

в процессе извержения, так как между указанными изотопами тория в ряду распада находится ^{228}Ra ($T_{1/2} = 6,7$ года). Так как разделения изотопов тяжелых элементов, в том числе и тория, в процессе извержения не происходит, то неравновесность $^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ обусловлена различием в поведении тория и радия (^{228}Ra). В настоящее время начинают использовать в петрогенетических исследованиях отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, позволяющее оперировать с породами, возраст которых не превышает первых сотен тысяч лет.

Целью нашей работы явилось выявление возможностей использования ториевого изотопного метода для изучения петрогенезиса современных вулканических пород. Была проведена систематика величин отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ для современных и голоценовых вулканических пород мира на основании наших новых (табл. 1) и литературных данных [9, 12-14, 17, 18, 20-28, 33, 35, 36, 38]. Вся имевшаяся в нашем распоряжении информация по $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = I^{Th}$, представленная на рис. 1,

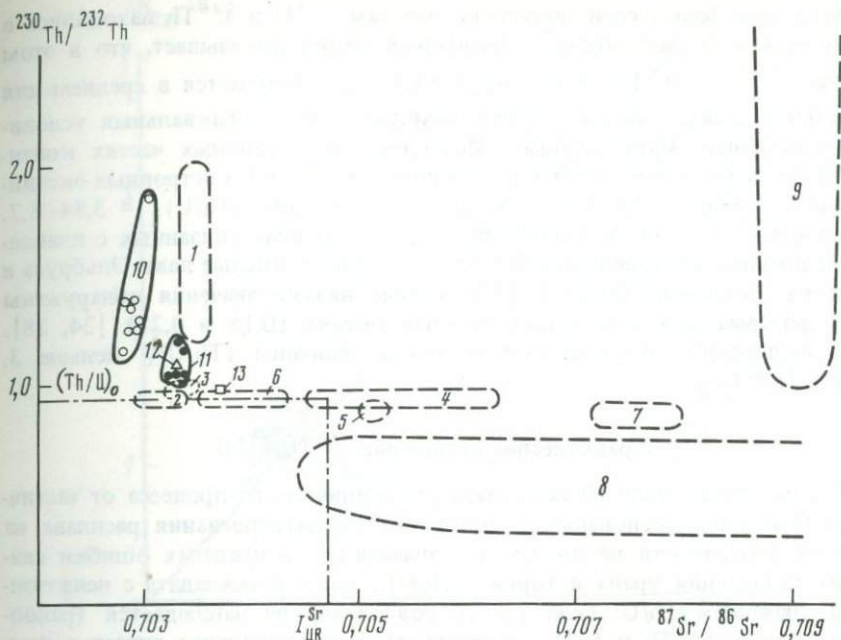


Рис. 2. Торий-стронциевая изотопная корреляция

1 — Курило-Камчатская дуга (см. [16] и наст. кн.); 2 — Алаид; 3 — Этна [28]; 4 — Эолианская дуга [21—23]; 5 — Тристан-да-Кунья [15, 35]; 6 — Цепь Пьюи [18, 33]; 7 — Везувий [22, 28]; 8 — Западная Африка (см. [15] и наст. кн.); 9 — океанические воды [15, 24]; 10 — MORB [24]; 11 — Исландия [27]; 12 — Гавайские острова [15, 18, 24]; 13 — Афар [15, 18, 28]

образует на гистограмме три четкие группы. Центральную часть занимают базальты осевых рифтов (Исландия, Афар, Восточная Африка), мантийное происхождение которых не вызывает сомнения. Для них I^{Th} находится где-то в пределах 0,85—1,0. Две другие группы комплементарны относительно мантийной. Океаническая группа, куда включены породы дна океана, океанических островов и островных дуг, отличается $I^{Th} > 1,0$. Для континентальной группы характерны $I^{Th} < 0,85$. Таким образом, ториевая систематика вполне согласуется с хорошо известной стронциевой систематикой, где также образуются три группы с различными $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = I^{Sr}$. При этом океаническая и континентальные группы комплементарны относительно мантийной [2]. На рис. 2 дана диаграмма Th—Sr изотопной корреляции. К сожалению, большинство данных по Sr и Th, относящиеся к одному и тому же вулканическому центру, не принадлежат одному и тому же образцу (такие области на диаграмме показаны пунктиром). Используя в качестве среднемантийного значения $I_{UR}^{Sr} = 0,7047$, полученное на основании стронций-неодимовой корреляции [2, 29], можно получить из диаграммы приближенное значение $I_{UR}^{Th} = 0,95$, где UR — однородный (недифференцированный) мантийный резервуар.

Отношение $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ может быть использовано для расчета $(\text{Th}/\text{U})_0$

в питающем очаге, если допустить, что там ^{238}U и ^{230}Th находились в радиоактивном равновесии¹. Несложный расчет показывает, что в этом случае $I_{UR}^{Th/U} = 3,4$. Такая же цифра ($3,4 \pm 0,2$) получается в среднем для базальтов осевых частей рифтов, находящихся в субаквальных условиях (Восточная Африка, Афар, Исландия). В окраинных частях континентальных рифтов встречаются значения $(\text{Th}/\text{U})_0 > 4$, а островных океанических — меньше 3,0. Наиболее высокие значения $(\text{Th}/\text{U})_0 = 3,84-6,7$, были отмечены для вулканических пород, заведомо связанных с плавлением древней континентальной коры (средние и кислые лавы Эльбруса и Казбека, Большой Кавказ) [17]. Самые низкие значения обнаружены в гидротермально измененных породах океана (0,15 и 0,27) [24, 28]. Для вулканитов океанических регионов величины $(\text{Th}/\text{U})_0$ меньше 3, ниже $(\text{Th}/\text{U})_{UR}$.

Неравновесное отношение $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$

В том случае, если на всех этапах вулканического процесса от частичного плавления регионального источника до затвердевания расплава на земной поверхности не происходит значимого (в пределах ошибки анализа) разделения урана и тория, $(\text{Th}/\text{U})_0$ должно совпадать с изотопным значением Th/U . Если такого совпадения не наблюдается (равновесие между ^{230}Th и ^{238}U отсутствует), принципиальное значение имеет вопрос, где происходит разделение элементов, т.е. чему соответствует $(\text{Th}/\text{U})_0$. Существующие в литературе аналитические данные свидетельствуют о том, что Th/U и $(\text{Th}/\text{U})_0$ или $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ и $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ в образцах вулканических пород исторических извержений обычно отличаются между собой (рис. 3). Наиболее часто встречающиеся отклонения составляют 10–20%, изредка достигая 30%. Большинство исследователей считают, что характер неравновесности чаще соответствует $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} > 1$, или избытку Th. Однако в работе [18] отмечено, что для вулканитов из зоны субдукции характерен противоположный характер отклонения от равновесия ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} < 1$). Аналогичные данные мы получили для Курило-Камчатской дуги (см. табл. 1). На диаграмме $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ нанесены данные из некоторых последних работ (рис. 3). Хорошо видно, что наблюдаются отклонения в обе стороны от линии равновесия. Следовательно, на том или ином этапе вулканического процесса изотопы урана и тория ведут себя не идентично, в результате чего происходит их разделение.

Обсуждение результатов

Причины разделения урана и тория. Можно выделить 4 основные группы процессов, которые могли бы повлиять на разделение урана и тория: частичное плавление, кристаллизационная дифференциация, дегазация расплава при вскипании магмы в период извержения, постмагматическое

$$^1 \left(\frac{\text{Th}}{\text{U}} \right)_0 = \frac{\lambda_{238}/\lambda_{232} \cdot ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}}{^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}}$$

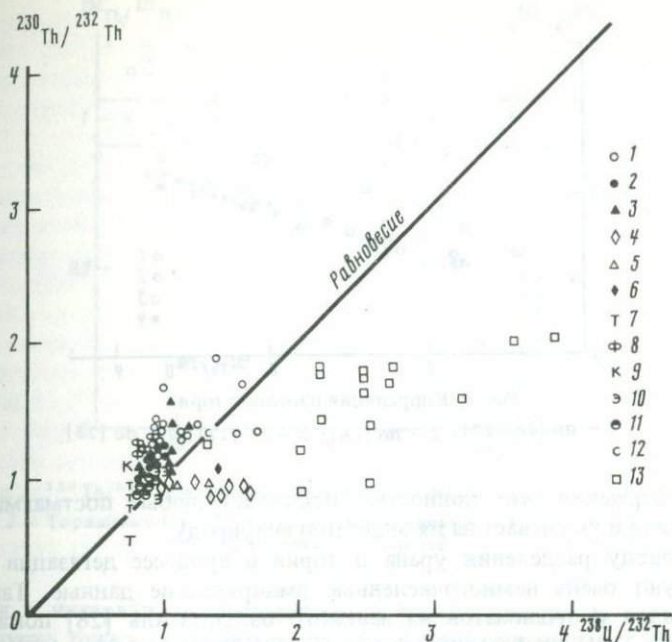


Рис. 3. Неравновесность системы $^{238}\text{U}-^{232}\text{Th}$ в современных вулканических породах
 1 — Этна [28]; 2 — цепь Пюи [33]; 3 — Стромболи [23, 25]; 4 — Вулкано [23]; 5 — Исландия [27]; 6 — Везувий [22, 28]; 7 — MORB [26]; 8 — Ирацу [18]; 9 — о-в Св. Елена [18]; 10 — Курило-Камчатская дуга; 11 — Эльбрус; 12 — Азорские острова [35]; 13 — Исландия [27]; 14 — Тристан-да-Кунья [35]

воздействие природных растворов на твердую породу. Однако вне зависимости от основного воздействующего фактора необходимо учитывать временной фактор, обусловленный продолжительностью жизни ^{230}Th ($T_{1/2} = 75200$ лет). Так, через 200 тыс. лет после разделения элементов отклонение от равновесия составит лишь около 10% от первоначального, т.е. практически будет близко к аналитической ошибке. Распределение точек на диаграмме $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} - ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ показывает, что между изотопами тория в современных вулканиках существует прямая корреляционная зависимость, что свидетельствует об идентичном их поведении в указанных процессах и малом влиянии неподкрепленного распада ^{230}Th (рис. 4).

Постмагматическое выщелачивание радионуклидов из твердой породы может сказываться на изменении отношения $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, так как в раствор в большей степени переходят изотопы урана, и для горных пород в зоне выветривания обычные величины $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} > 1$. В том случае, если происходит фиксация урана из раствора вулканической породы, могут наблюдаться величины $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U} < 1$. Последнее легко обнаруживается по неравновесному составу урана ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 1$), о чем речь шла выше. Примером подобного явления могут быть образцы базальтов океанического дна [26]. Однако неравновесные отношения $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ наблюдаются даже в образцах вулканических пород, отобранных в про-

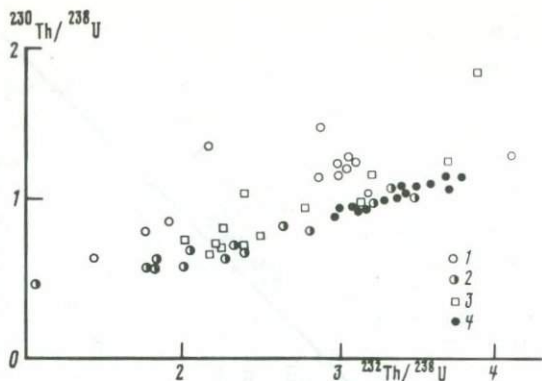


Рис. 4. Корреляция изотопов тория

1 — по [26–27]; 2 — по [28]; 3 — по [22]; 4 — по [23]

цессе извержения, что полностью исключает любые постмагматические воздействия и указывает на их эндогенную природу.

По поводу разделения урана и тория в процессе дегазации расплава существуют очень немногочисленные эмпирические данные. Так, анализы флюидов и сублиматов из лавового оз. Эрта-Аль [28] показали, что отношение Th/U во флюидах относительно низкое (0,90–1,90), а в сублиматах — высокое (11,1–16,8) по сравнению с базальтами на поверхности лавового озера, которые имели Th/U = 3,17–3,46. Аналогичные данные приведены для Стромболи [28]. Эти цифры свидетельствуют о большей устойчивости урана в составе газовой фазы по сравнению с торием. Присутствие тория в вулканических газах отмечено во время Большого Трещинного Толбачинского извержения на Камчатке в 1975–76 гг. Там же были также обнаружены уран и торий в составе фумарольных газов (флюидов) и сублиматах (хлориды). Так, в хлоридах меди содержание урана почти в 40 раз, а Th — в 80 раз превышало соответствующие концентрации в базальтах [1, 7].

Процесс кристаллизационной дифференциации существенно не влияет на разделение урана и тория. Это, с одной стороны, доказывается низкими и относительно близкими между собой значениями коэффициентов распределения урана и тория между основными породообразующими минералами и существующим с ними расплавом, которые существенно меньше 1 [34]. С другой стороны, на примере комагматичных серий Исландии было показано [14] постоянство изотопного состава тория в породах различной кремнекислотности от базальтов до риолитов (рис. 5).

Наиболее сложным и слабо изученным является вопрос о влиянии частичного плавления на неравновесность в системе ^{238}U (^{234}U) — ^{230}Th . Можно допустить, что гетерогенность распределения урана и тория в минералах источника приведет к вариациям Th/U (и $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) в расплаве в зависимости от степени дплавнения и состава источника. При этом мы вынуждены допустить, что время, необходимое для удаления жидкой фракции, скопления расплава в первичном очаге, перемещения его в промежуточные очаги, фракционирования и извержения, должно ук-

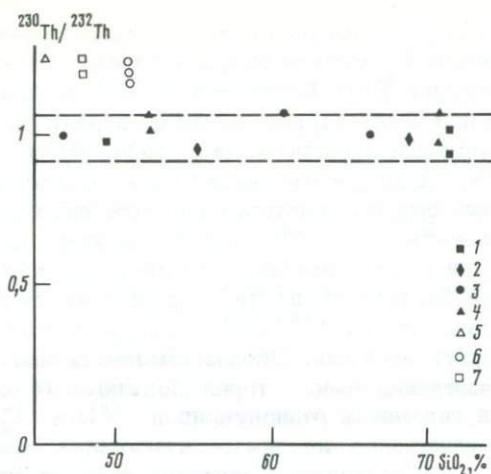


Рис. 5. $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в современных вулканитах Исландии [14, 27]

1 — Аскья; 2 — Торвайюкдаль; 3 — Снайфедльсюкдаль; 4 — Гекла; 5 — Будархрейн;
6 — Хеймаей; 7 — Сюртсей

ладываться в интервал, не превышающий нескольких тысяч лет. В противном случае будет сказываться распад неподкрепленного ^{230}Th . Подобный взгляд на причину неравновесности $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$, обусловленный частичным плавлением, развивается школой Аллегре [18, 24–27]. Ряд авторов принимают эту точку зрения также и для объяснения неравновесности других радионуклидов в современных вулканитах, например $^{226}\text{Ra} - ^{238}\text{U}$ [23]. Однако предложенная модель находится в противоречии с некоторыми наблюдаемыми фактами. Так, отмечается удивительное постоянство изотопного состава тория для долгоживущих вулканических центров, возраст которых достигает миллиона лет, наряду с вариациями $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$, между которыми существует прямая корреляция. Особенно наглядна указанная закономерность для сильно дифференцированных серий, например для вулкана Гекла, который в историческое время дал 14 извержений дацитовой лавы до опустошения приповерхностного магматического резервуара, а затем стал изливать исландиты. Однако изотопный состав тория в тех и других породах практически одинаков и не зависит от степени дифференцированности расплава (см. рис. 5). Вместе с тем время, необходимое для дифференциации и отделения такого огромного объема дацитовой магмы, должно было повлиять на распад ^{230}Th , если бы он находился не в равновесии с ^{238}U за счет частичного плавления. Для подобных вулканов можно было бы ожидать закономерного перемещения точек изотопных составов к линии равновесия, чего не наблюдается в действительности (см. рис. 3).

Напротив, в ряде работ можно увидеть перемещение точек по горизонтали, т.е. сохранение постоянства отношения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ при вариациях $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$, что противоречит указанной модели. Так, например, для извержения Стромболи в 1975 г. величины $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в образцах St-III и St-IV идентичны и составляют $0,92 \pm 0,001$, а $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ варьиру-

ет от 3,4 до 3,7 [23]. Кроме того, описанная выше ториевая систематика дает достаточно четкие закономерности, в то время как нет систематики неизотопного отношения Th/U. Влияние частичного плавления на разделение радия и тория или урана и тория еще менее вероятно вследствие относительно малой продолжительности жизни изотопов радия.

Перечисленные выше аргументы свидетельствуют о том, что изотопный состав тория должен был бы меняться в процессе эволюции одного очага, если бы неравновесность $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ была бы связана с частичным плавлением. Возможно, при достижении более высокой точности анализа радиоактивных изотопов, близкой к точности определения изотопного состава неодима и стронция, вариации $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, связанные с частичным плавлением, можно будет заметить. Окончательным доказательством того, где происходит разделение урана и тория, должно быть определение отношения генетически связанных радионуклидов ^{238}U и ^{234}Th в образцах, отобранных непосредственно во время извержения. Короткоживущий ^{234}Th ($T_{1/2} = 24$ дня) позволяет однозначно ответить на поставленный вопрос: неравновесность отношения $^{238}\text{U}/^{234}\text{Th}$ будет свидетельствовать о разделении урана и тория при дегазации магмы. Альфа-спектрометрический анализ не дает такой возможности, но позволяет заметить более резко выраженные закономерности.

Геохимическая модель

Предлагаемая геохимическая модель, объясняющая закономерности ториевой систематики, основана на допущении, что частичное плавление не оказывает существенного влияния на наблюдаемую в вулканических породах неравновесность в системе $^{238}\text{U}-^{230}\text{Th}$. Предполагается, что ведущей причиной неравновесности является процесс дегазации расплава, который заглушает первичные более тонкие отклонения от равновесия, вызванные частичным плавлением, в значительной степени сглаженные дальнейшим распадом неподкрепленного ^{230}Th . Указанное выше допущение снимает неопределенность, связанную с временем эволюции расплава от момента выплавления до появления его на земной поверхности и позволяет использовать ториевую изотопную систематику в качестве петрогенетического индикатора. Тот факт, что в процессе кристаллизационной дифференциации изотопный состав тория остается неизменным, дает нам возможность оперировать с дифференциатами различного состава, по крайней мере в комагматичных сериях. Следствием сказанного выше является достаточно четкая генетическая специализация $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ и $(\text{Th}/\text{U})_0$, не зависящая от случайных вариаций, связанных с длительностью и характером эволюции первичного расплава.

Основная часть современных вулканических пород, связанных с появлением незагрязненных или неизмененных мантийных источников, характеризуется достаточно однообразным изотопным составом тория, группирующимся около величины $I_{\text{Th}}^{\text{UR}} = 0,95$. Это позволяет считать подобный состав первично мантийным, в результате эволюции которого сформировались составы двух противоположных ветвей—океанической и континентальной. Данные геохимии элементов свидетельствуют о том, что ведущим процессом, приводящим к наиболее резкому разделению урана и тория в земном

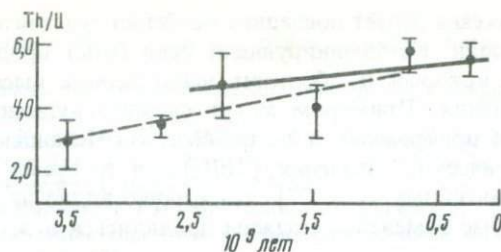


Рис. 6. Отношение Th/U в осадочных породах щитов [31]

веществе, является изменение степени окисления урана. Резкое различие геохимического поведения U^{6+} и Th^{4+} и относительное сходство U^{4+} и Th^{4+} позволяют допустить, что окислительно-восстановительные реакции с участием урана могли обусловить реально наблюдаемые вариации отношения Th/U в вулканических породах.

Так, окисление в пределах континентальной коры в результате воздействия метаморфических и экзогенных процессов приводит к перемещению урана в верхние структурные этажи и последующему выносу за пределы континентов, что хорошо иллюстрируют данные Тейлора на рис. 6 [31]. Естественно, коровые вулканы будут наследовать возникшие в результате действия указанных процессов отношения Th/U. Вместе с тем блоки слабо дифференцированной коры с пониженными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, известные на континентах, будут отличаться низкими, "океаническими", величинами $(Th/U)_0$.

Наиболее сложным является вопрос о причинах низких значений $(Th/U)_0$ и, соответственно, высоких — $^{230}Th/^{232}Th$ в вулканических океанических регионах. Отсутствие четкой корреляции между изотопным составом тория и стронция заставляет предположить, что причины дифференциации изотопов для каждого из этих элементов были различны. При этом темп изменения состава тория выше, чем стронция. Общим является низкое содержание всех литофильных элементов в океанических породах.

Согласно развиваемой модели понижения отношения $(Th/U)_0$ в вулканических породах океанических регионов является контаминация ураном в результате взаимодействия океанической воды с твердым веществом пород океанической коры и верхней мантии [6, 31]. Результаты *f*-радиографического изучения кернов глубоководного бурения однозначно свидетельствуют в пользу такого представления [19, 32, 37]. Даже точечные изменения базальтов сопровождаются возрастанием концентрации урана более чем на порядок. Скорее всего, основной причиной подобного обогащения является окислительно-восстановительная реакция в системе уран-железо, где в слабощелочных условиях океана равновесие сдвигается в сторону окисления Fe и восстановления урана. Для современного гальмиролитического воздействия подобные факты подтверждаются корреляцией концентрации урана в океанических базальтах с его изотопным составом [30]. Обогащение более глубоких зон могло происходить в результате конвективной циркуляции воды по трещинам, а также за счет метасоматических изменений в мантии. Общее низкое содержание

урана в породах океана делает последние особенно чувствительными к подобной контаминации. Контаминирующий уран будет продуцировать избыточный ^{230}Th , который и обеспечит наблюдаемые высокие значения изотопного отношения. Примером могут служить вулканические породы Исландии. Для прибрежных и островных зон Исландского рифта наблюдаются "океанические" значения $(\text{Th}/\text{U})_0$, в то время как для центральных зон — "мантийные" [14, 27], что хорошо видно на рис. 5. Особенно сильно указанные изменения должны проявляться в зонах субдукции [18].

Островодужные вулканы были нами рассмотрены на примере Курило-Камчатской дуги (см. табл. 1). Для современных вулканических пород этого региона были получены наиболее высокие величины $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$. Любопытно, что эта величина коррелирует с глубиной магматического очага, определенного геофизическими методами [3]. Так, для Центральной Камчатской депрессии очаг вулкана Безымянного определен на глубине не более 20 км, а $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} = 2,0$, что является максимальным для неизмененных вулканитов. Для Новых Толбачинских вулканов, где очаг залегает на глубине порядка 40 км, изотопное отношение тория равно 1,80. Для наиболее глубинного Ключевского вулкана, очаг которого находится глубже 70 км, $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ имеет значения от 1,56 до 1,4.

Если допустить, что базальтовый слой Камчатской коры и подстилающая ее зона верхней мантии имеют древнее океаническое происхождение, то указанная зависимость вполне согласуется с высказанными нами логическими заключениями. Исследования изотопного состава стронция приводят многих авторов к аналогичным выводам [29].

Не исключено, что могут оказаться справедливыми модели, развиваемые в работах [8, 18], объясняющие особенности островодужного вулканизма. Согласно представлениям авторов указанных работ, под островными дугами происходит плавление "мантийного клина" непосредственно над субдуцирующей плитой. Первичный мантийный характер источника камчатских вулканов подтверждает изотопный анализ свинца [4, 5]. Однако эта часть мантии обогащается рядом элементов благодаря дегидратации океанической плиты и переносу наиболее подвижных, в том числе и урана, в составе потока флюидов. Метасоматические флюиды могут играть важную роль и в возникновении частичного плавления. Для западной зоны Курило-Камчатской дуги влияние флюидов должно падать, и действительно, для вулкана Алаид наблюдаются "мантийные" значения изотопного состава тория.

Окончательный выбор модели, объясняющей ториевую изотопную систематику применительно к каждому конкретному региону, требует большой работы по сопряженному анализу изотопного состава тория, стронция, неодима, свинца, а также кислорода и водорода в одних и тех же образцах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев В.И. Распределение урана в вулканических продуктах Южного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 6, с. 54—61.
2. Балашов Ю.А. Изотопная неоднородность верхней мантии Земли. — В кн.: Геохи-

- мия радиогенных изотопов на ранней стадии эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 77–98.
3. *Балеста С.Г.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 134 с.
 4. *Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Макаров В.А.* Свинцово-изотопное изучение базальтов Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. – Вулканология и сейсмология, 1979, № 2, с. 77–84.
 5. *Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Максимов Л.П., Макаров В.А.*, Исследование изотопного состава свинца андезитов вулкана Безымянного (Камчатка). – Геохимия, 1983, № 2, с. 163–171.
 6. *Кравченко С.М.* Уран и торий в магматических породах океанических областей. – В кн.: Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983, с. 76–98.
 7. *Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Уран и торий в постэруптивном процессе Большого Трещинного Толбачинского извержения на Камчатке. – Вулканология и сейсмология, 1983, № 6, с. 3–9.
 8. *Пополитов Э.И., Волюнец О.Н.* Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 181 с.
 9. *Титаева Н.А., Лыгина Т.И., Орлова А.В., Аникина В.В.* К вопросу об эманационном переносе урана и тория в вулканическом процессе. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 1, с. 71–76.
 10. *Титаева Н.А., Векслер Т.И.* Состояние радиоактивного равновесия в рядах распада – индикатор миграции радиоактивных элементов и активного взаимодействия фаз в природных условиях. – Геохимия, 1977, № 8, с. 1111–1118.
 11. *Титаева Н.А., Ананьев В.В., Аникина В.В.* Изотопный состав урана в некоторых молодых вулканических породах. – В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 222–226.
 12. *Титаева Н.А., Леонова Л.Л., Ананьев В.В., Аникина В.В.* Поведение урана и тория в современном вулканическом процессе. – В кн.: Распределение радиоактивных элементов и их изотопов в земной коре. М.: Наука, 1978, с. 106–112.
 13. *Титаева Н.А.* Новый изотопно-геохимический индикатор петрогенезиса вулканических пород. – Докл. АН СССР, 1982, 263, № 5, с. 1221–1224.
 14. *Титаева Н.А., Поляков А.И., Зорнина Ю.Б.* Торий-урановое отношение как индикатор комагматичности вулканических пород риолит-базальтовых серий Исландии. – Геохимия, 1982, № 11, с. 1632–1638.
 15. *Фор Г., Пауэлл Дж.* Изотопы стронция в геологии/ Пер Е.В. Бибиковой; Под ред. В.Л. Барсукова. М.: Мир, 1974. 213 с.
 16. *Хедж К.Е., Горшков Г.С.* Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки. – Докл. АН СССР, 1977, 233, № 6, с. 1200–1203.
 17. *Чердынцев В.В.* Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973, 205 с.
 18. *Allègre C.J., Condomine M.* Basalt genesis and mantle structure studied through Th-isotopic geochemistry. – Nature, 1982, vol. 299, N 5878, p. 21–24.
 19. *Aumento F.* Uranium content of Mid-Oceanic basalts. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, N 2, p. 90–94.
 20. *Bennett J.T., Krishnaswami S., Tjurekian K.K.* The uranium and thorium decay series nuclides: Mt. St. Helens effusives. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1987, vol. 60, N 1, p. 61–69.
 21. *Capaldi G., Cortini M., Gasparini P., Pese R.* Short-lived radioactive disequilibria in fresh erupted volcanic and their implications for the preeruption history of magma. – J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 2, p. 350–358.
 22. *Capaldi G., Cortini M., Pese R.* Th-isotopes at Vesuvius: Evidences for open-system behaviour of magma-forming processes. – J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1982, vol. 14, N 3/4, p. 247–260.
 23. *Capaldi G., Cortini M., Pese R.* U and Th decay-series disequilibria in historical lavas from the Eolian Islands, Tyrrhenian Sea. – Isotope Geosci., 1983, vol. 1, N 1, p. 39–55.
 24. *Condomine M., Berna M., Allègre C.J.* Evidence for contamination of recent Hawaiian lavas from $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ data. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 33, N 1, p. 122–125.
 25. *Condomine M., Allègre C.J.* Age and magmatic evolution of Stromboli volcano from $^{230}\text{Th}-^{238}\text{U}$ disequilibrium data. – Nature, 1980, vol. 288, N 5789, p. 354–357.

26. *Condomine M., Morand P., Allegre C.J.* ^{230}Th - ^{238}U radioactive disequilibria in tholeiit from the FAMOUS zone (Mid-Atlantic Ridge, $36^{\circ}50'\text{N}$); Th and Sr isotopic geochemistry. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 55, N 2, p. 247–256.
27. *Condomine M., Morand P., Allegre C.J.* ^{230}Th - ^{238}U disequilibria in historical lavas from Iceland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 55, N 3, p. 393–406.
28. *Gaven C.* Radioactives de l'Uranium et du Thorium. P., 1975. 192 p.
29. *De Paolo D.J., Wasserburg G.J.* The sources of the arcs as indicated By Nd and Sr isotopic studies. — *Geophys. Res. Lett.*, 1977, vol. 4, N 10, p. 465–468.
30. *Macdougall J.D., Finkel R.C., Carlson J.* et al. Isotopic evidence for uranium exchange during low-temperature alteration of oceanic basalt. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 42, N 1, p. 27–34.
31. *McLennan S.M., Taylor S.R.* Th and U in sedimentary rocks: Crustal evolution and sedimentary recycling. — *Nature*, 1980, vol. 285, N 5767, p. 621–624.
32. *Nitchel W.S., Aumento F.* The distribution of uranium in oceanic rocks from the Mid-Atlantic Ridge at 36°N . — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.), 1977, vol. 37, p. 547–559.
33. *Morand P., Condomines M., Allégre C.J.* Déséquilibres ^{230}Th - ^{238}U dans quelques lavas de la Chaîne de Puys. — *C. r. Acad. sci. D*, 1978, t. 286, p. 1845–1848.
34. *Nagasawa H., Wacita H.* Partition of uranium and thorium between augite and host lavas. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1968, vol. 32, N 8, p. 917–923.
35. *Oversbi V., Gast P.* Lead isotope compositions and uranium decay series rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1965, vol. 5, N 3, p. 199–205.
36. *Somayajulu B., Tatsumoto M., Rosholf J.H.* Disequilibrium of the ^{238}U series in basalt. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1966, vol. 1, N 5, p. 389–391.
37. *Storzer D., Selo M.* Fission track age of magnetic anomaly M-zero and some aspects of sea mater weathering. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.), 1980, vol. 51/53, pt 2, 1129–1133.
38. *Taddeucci A., Broeker W.S., Thurber D.L.* ^{230}Th -dating of volcanic rocks. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1968, vol. 3, N 4, p. 338–342.

УДК 550.93

Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, В.А. Макаров, В.Л. Бойко

U—РЬ ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ УКРАИНСКОГО ШИТА

В последние годы появились как геологические, так и геохронологические исследования, демонстрирующие проявление в пределах одной гранит-зеленокаменной области раннего докембрия нескольких эпох вулканической активности, формирование нескольких генераций зеленокаменных поясов, различающихся по возрасту на сотни миллионов лет. Так, установлено по две-три эпохи вулканизма в раннем докембрии Родезийского и Каапвальского кратонов Южной Африки и Западной Австралии. Это дало основание А. Гликсону [5] выделить "первичные" и "вторичные" зеленокаменные комплексы раннего докембрия, различающиеся по структурному положению, стратиграфическим и петрогенетическим особенностям, времени формирования. По Гликсону, в отличие от "вторичных" зеленокаменных комплексов, формировавшихся в линейных троговых зонах на уже существовавшем гранитном фундаменте и имеющих бимодальный состав, "первичные" комплексы (преимущественно ультраосновного состава) развивались как обширные вулканические слои. Реликты их многочисленны в гнейсово-гранулитовых толщах архея.

Датирование процессов вулканизма в раннем докембрии связано со значительными трудностями. U—Pb и Rb—Sr изотопные системы пород в целом оказываются нарушенными в ходе метаморфизма даже зеленосланцевой фации. Наряду с Sm—Nb изотопным методом, позволяющим датировать даже вулканы ультраосновного состава, определенные успехи достигнуты в определении возраста вулканических пород по U—Pb изотопной системе акцессорных цирконов, которые удается выделить иногда даже из пород основного состава. Морфологические особенности акцессорных цирконов позволяют судить об их генезисе в вулканической породе (магматическом или метаморфическом) и, таким образом, правильно интерпретировать получаемую возрастную информацию [2].

Район Среднего Приднепровья Украинского щита представляет собой классическую область развития архейских пород гранит-зеленокаменной ассоциации, где среди обширных полей гранито-гнейсов и мигматитов залегают вулканогенно-осадочные породы аульской и конкско-верховцевской серий. Детальные геологические исследования последних лет показывают различную формационную принадлежность этих двух серий, каждая из которых характеризуется своим составом пород, степенью метаморфизма, соответствующими комплексами гранитоидов.

Супракрустальные породы конкско-верховцевской серии слагают несколько четких зеленокаменных поясов мощностью в 6—7 км среди гранитоидов днепровского комплекса. Метаморфизованные осадочные и вулканогенные образования, входящие в состав этой серии, в фациально-формационном отношении не выдержаны, их количественные соотношения изменяются в широких пределах. Однако общая тенденция сводится к тому, что вверх по разрезу количественно уменьшается объем метавулканитов и заметно увеличивается мощность метаосадочных пород. Породы серии метаморфизованы главным образом в фации зеленых сланцев.

В разрезе самой нижней, конкской, свиты преобладают в различной степени измененные породы вулканического происхождения. По составу это основные, реже ультраосновные породы при подчиненном развитии более кислых разновидностей — андезитов и кварцевых порфиров.

Метаандезиты конкской свиты содержали акцессорный циркон, минералогические особенности которого — мелкие размеры, призматический габитус зерен, высокая прозрачность, отсутствие внутренних ядер — и геохимические — низкое содержание урана, высокая величина Th/U отношения свидетельствовали в пользу его первично-магматического происхождения. Полученный для различных размерных фракций циркона U—Pb изотопный возраст (модель Аренса—Везерилла) составил 3260 ± 100 млн. лет [9] (рис. 1).

Если признать одновременность образования акцессорных цирконов и времени излияния лав, то возраст в 3260 млн. лет может рассматриваться как минимальный возраст вулканизма конкской эпохи.

Серьезной геологической и геохронологической проблемой остается установление возрастных соотношений гранитов с вулканиками зеленокаменных поясов, искаженных в ходе более поздних тектонических и метаморфических преобразований пород.

Геологическими исследованиями последних лет среди гранитов днепровского комплекса выделялись первичнокоровые образования, формиру-

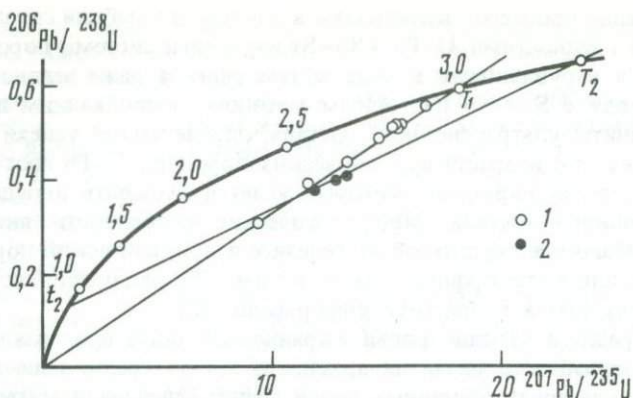


Рис. 1. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из пород гранит-зеленокаменной ассоциации Среднего Приднепровья

1 — акцессорные цирконы из гранитоидов днепровского комплекса; 2 — то же из метандезитов конкско-верховцевской серии; $T_1 - t_1 - 3260 \pm 100$; $T_2 - t_2 - 2980 \pm 20 - 0$ млн. лет назад

вание которых, по мнению авторов работы [7], предшествовало накоплению вулканогенно-осадочных толщ зеленокаменных поясов. Однако проведенное нами изотопно-геохронологическое исследование акцессорных цирконов, выделенных из этих "первичнокоровых" гранитов, не подтвердило на сегодняшний день правильность геологических построений.

Все изученные U—Pb изотопным методом акцессорные цирконы из гранитов тоналит-гранодиоритового ряда днепровского комплекса на диаграмме с конкордией определяют дискордию возрастом 2980 ± 20 млн. лет. Прохождение дискордии вблизи нулевого времени говорит о наличии единственного в истории цирконов нарушения U—Pb изотопной системы в близкое к современному время, что подтверждает соответствие полученного возраста (2980 млн. лет) реальному геологическому событию. Полученные данные однозначно говорят о более молодом возрасте изученных гранитов днепровского комплекса по сравнению с вулканитами конкско-верховцевской серии (см. рис. 1) [4].

Супракрустальные толщи более ранней аульской серии сохранились исключительно в виде останцов среди мигматитов. В составе аульской серии в Среднеприднепровском районе преобладают метаморфизованные вулканиты основного и ультраосновного состава, но наряду с ними встречаются пачки высокометаморфизованных железистых кристаллических сланцев и глиноземистых пород. Интенсивно проявленная в этом районе днепровская фаза складчатости ($\sim 3,0$ млрд. лет назад) не позволяет проникнуть изотопно-геохронологическими методами за данный возрастной рубеж.

Самую раннюю эпоху вулканизма нам удалось датировать в пределах Ново-Павловского участка Орехово-Павлоградской тектонической зоны, расположенной между Призовским и Среднеприднепровским блоками. Комплекс древнейших пород, сопоставимых с аульской серией, представлен метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации ультрабази-

тами и базитами, сохранившимися в виде останцов среди ортогнейсов преимущественно тоналитового состава [10].

Ультраосновные породы представлены пироксенитами, серпентинитами и их измененными разновидностями вплоть до актинолититов и флогопититов. Пироксениты образуют тела мощностью 0,3–35 м. Это крупнозернистые, реже среднезернистые массивные породы, состоящие из гиперстена, диопсида, плагиоклаза (№ 39–52); акцессорные минералы: апатит, гранат, шпинель, циркон. В шлифах устанавливается несколько парагенезисов вторичных минералов. К наиболее высокотемпературному парагенезису могут быть отнесены новообразованный плагиоклаз — олигоклаз № 27–30, актинолит и флогопит. Более низкотемпературным парагенезисом вторичных минералов являются тальк и хлоритоиды.

Гранитоиды, включающие останцы ультрабазитов, неоднородны по своему составу и, видимо, генезису и возрасту. Широко развиты биотитовые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы. Это среднезернистые полосчатые породы, состоящие из плагиоклаза № 20–30, кварца, биотита, амфибола, микроклина; акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. О возможной более поздней перекристаллизации породы говорит присутствие агрегатов более мелкого микроклина. Структура пород лепидогранобластовая

Среди гнейсов выделяются тела интрузивных тоналитов, состоящих из плагиоклаза № 30–38, кварца, биотита, пироксена; в акцессорных количествах присутствуют гранат, апатит, циркон. Структура гранобластовая. По петрохимическому составу интрузивные тоналиты близки к вмещающим их плагиогнейсам.

При изучении искусственных шлифов пироксенитов и их измененных разновидностей были обнаружены своеобразные зерна акцессорного циркона — минерала, как правило, не распространенного в столь основных по составу породах. Микроскопическое изучение шлифов показывает наложенный характер циркона в породе, приуроченность к зонам трещиноватости, однако отмечаемые вторичные изменения породы, в частности флогопитизация, имели место после формирования циркона (рис. 2). Среди акцессорных цирконов могут быть выделены две разновидности: первая — представлена темно-бурыми до практически черных, короткопризматическими зернами размером 0,1–0,5 мм, отдельные кристаллы достигают 2 мм; вторая — светло-коричневыми, прозрачными, часто более идиоморфными зернами; светлые кристаллы сильно трещиноваты, причем характерна радиальная направленность трещиноватости (рис. 3).

По данным микроскопических исследований, взаимосвязь этих двух разновидностей достаточно сложная. В ряде случаев светлая разновидность образует как бы оболочку на темной, наблюдается светлые зерна с темной непрозрачной сердцевиной. Большое число зерен циркона имеет ячеистое строение, где хаотично расположены микроблоки темно-бурого и прозрачного циркона. Как будет показано дальше, эти две разновидности циркона существенно различаются по содержанию урана (0,1–0,01%) и гафния (1,4–1,1%). Светлый циркон, по-видимому, является результатом перекристаллизации темно-бурой генерации. Морфологические и геохимические особенности темно-бурого циркона также свидетельствуют в пользу его метасоматического образования в породе.

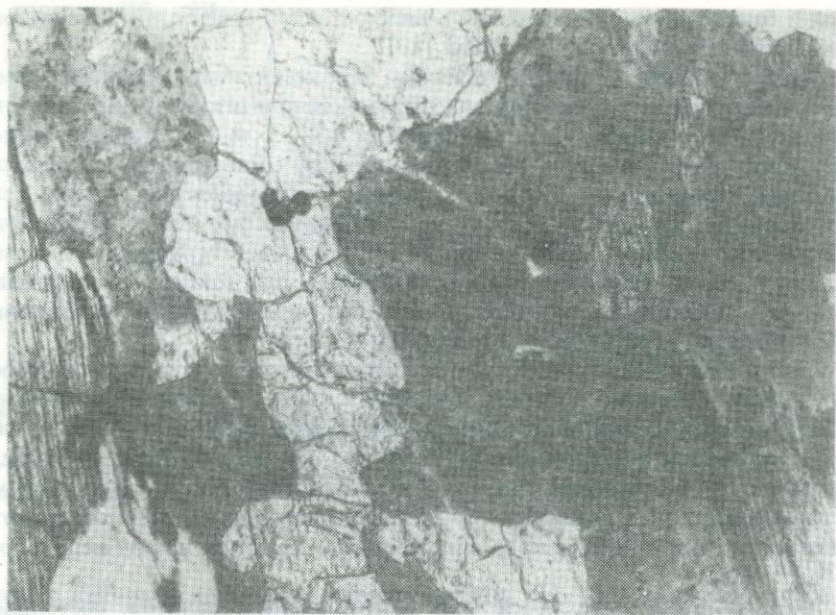


Рис. 2. Положение акцессорного циркона в измененном пироксените (увел. $\times 10$)



Рис. 3. Морфологические типы акцессорных цирконов в измененных ультрабазитах и плагинейсах Ново-Павловского участка Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита

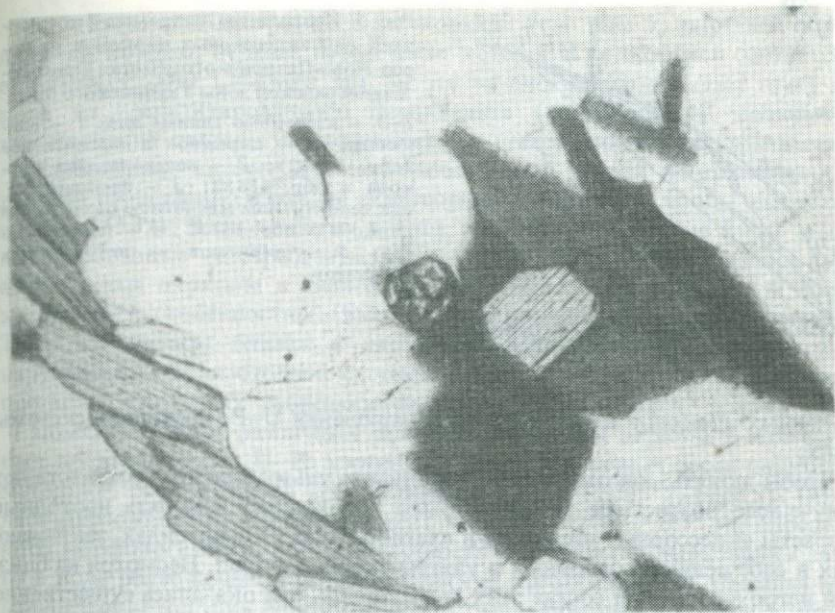


Рис. 4. Положение акцессорного циркона в плагиогнейсе (обр. 15532; увел. $\times 10$)

Аналогичные разновидности акцессорного циркона были обнаружены и в пробе тоналитового гнейса (рис. 4); присутствовали также в ней более мелкие идиоморфные зерна обычного "гранитного" циркона. U-Pb изотопный анализ был выполнен для различных фракций акцессорных цирконов, выделенных из четырех проб измененных ультрабазитов и трех проб гранитоидов.

Результаты U-Pb изотопного анализа цирконов из пироксенитов и гранитоидов района приведены в табл. 1 и на рис. 5. Данные для двух проб пироксенитов были опубликованы нами ранее [3]. Несмотря на значительную дисперсию точек относительно определяемых ими линий регрессии, вызванную неоднократным нарушением U-Pb изотопной системы под воздействием наложенных метаморфических событий, возрасты, полученные по верхнему пересечению дискордий с конкордией, достаточно близки между собой. Для циркона из флогопитизированного и хлоритизированного пироксенита (проба 15516) этот возраст составляет 3600 ± 150 млн. лет, для гранитизированного пироксенита (№ 29855) — 3680 ± 200 млн. лет: общая дискордия для 8 точек дает возраст 3650 ± 200 млн. лет. Нижние пересечения дискордий отсекают возрасты в интервале 2200–2300 млн. лет, по-видимому, не имеющие реального геологического смысла, а являющиеся результатом суммарного эффекта многократных нарушений U-Pb изотопной системы в цирконах.

Для фракций циркона из флогопитизированного пироксенита (29833) получены исключительно дискордантные возрасты, не дающие возможности для проведения дискордии. Однако положение точек на изохронной диаграмме не противоречит ранее данной интерпретации о большой древности

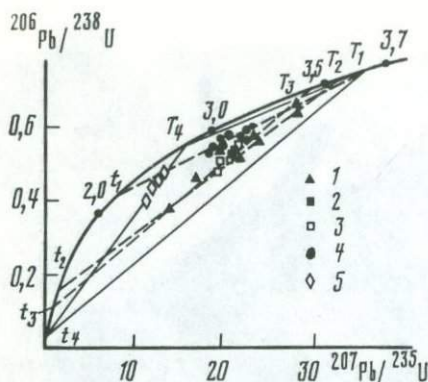


Рис. 5. Изохронная диаграмма с конкордией для акцессорных цирконов из пород Ново-Павловского участка Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита
1-5 — изотопные данные для: 1 — единичных зерен цирконов в плаггиогнейсе (обр. 15532); 2 — микронавеска циркона в обр. 15532; 3 — фракции HF при селективном кислотном разложении циркона в обр. 15532; 4 — ультрабазитов; 5 — цирконов их интрузивных тоналитов

изученных цирконов и многократном нарушении U—Pb изотопной системы в них.

Чтобы понять, какому этапу в эволюции ультрабазитов соответствуют полученные возрастные значения, было необходимо измерить изотопные возрасты акцессорных цирконов в плаггиогнейсах и гранитоидах, заключающих в себе реликты основных и ультраосновных пород. Несмотря на близкий петрохимический состав этих гранитоидов, они оказались существенно разновозрастными. С одной стороны, была установлена группа более молодых пород плаггиогранитного состава, формирование которых происходило в верхнем архее синхронно с днепровской фазой складчатости Среднего Приднепровья (пробы 15534 и 15495). Акцессорные цирконы в этих пробах субидиоморфно-призматические, со сглаженными вершинами и ребрами, светло-коричневые, прозрачные и полупрозрачные. Присутствие в мелкой фракции (< 0,075 мм) изометричных, блестящих, прозрачных зерен циркона наряду с минеральным парагенезисом, включающим клиношироксен (проба 15495), говорит о том, что условия метаморфизма при формировании этих пород достигали гранулитовой фации.

Таблица 1. Изотопный возраст различных фракций акцессорных цирконов из гранитоидов Орехово-Павлоградской зоны Украинского щита

№ пробы	Размер фракции, мм	Содержание, %		Изотопный состав свинца	
		Pb	U	204	206
15495	-0,150+0,100	0,033	0,057	0,192	70,997
"	-0,100+0,075	0,030	0,057	0,026	77,922
"	-0,075	0,027	0,057	0,014	78,054
15534	-0,100+0,075	0,030	0,066	0,082	77,175
15532	-0,095	0,036	0,057	0,009	72,578
"	-0,150+0,100	0,040	0,065	0,035	72,988
"	-0,19+0,150	0,041	0,061	0,011	72,430

Примечание: $\lambda^{238}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda^{235}\text{U} = 9,8485 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$; поправка на обыкновенный свинец в пробе 15532: 1 — 12,369—13957—32,263; в пробах 15495 и 15534: 1 — 13,28—14,67—33,21.

На изохронной диаграмме с конкордией (см. рис. 5) цирконы определяют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2880 ± 40 млн. лет. На эту же дискордию попадает точка циркона из гранитизированного пироксенита (проба 29854), возникновение которого связано, по-видимому, со становлением этих гранитоидов.

Наибольший интерес для понимания самой ранней истории эволюции региона представило изучение акцессорных цирконов из пробы плагиогнейса (№ 15532), включающего в виде останцов мощностью 5–10 м мигматизированные ультрабазиты (проба 29855). Как уже отмечалось выше, акцессорные цирконы в гнейсе как по морфологическим, так и по геохимическим особенностям (высокое содержание урана низкая величина Th/U отношения) близки к цирконам из ультрабазитов. Многократные нарушения U–Pb изотопной системы в них затрудняют возрастную интерпретацию изотопных зависимостей, приведенных в табл. 1 и на рис. 5.

Помимо анализа различных размерных фракций циркона в этой пробе, был проведен также U–Pb изотопный анализ единичных зерен циркона по методике, разработанной В.А. Макаровым [8] (табл. 2, рис. 5). Появилась возможность анализа единичного зерна размером $> 0,15$ мм определенного морфологического типа, в частности наименее перекристаллизованного в ходе более поздних метаморфических преобразований. Сложная метаморфическая история плагиогнейсов устанавливается и при анализе единичных зерен циркона в данной пробе. Даже внешне наименее перекристаллизованные зерна несут следы неоднократного нарушения U–Pb изотопной системы. Это приводит к тому, что на графике с конкордией (рис. 5) отклонения точек как для микронавесок размерных и морфологических фракций, так и для единичных зерен циркона от определяемых ими дискордий ($T_2 - t_2$; $T_3 - t_3$) значительно превышают экспериментальную ошибку, что указывает на несоответствие данных выбранной модели однократного нарушения изотопной системы. Это несоответствие подчеркивается различными возрастными величинами, получаемыми для времени образования и нарушения U–Pb изотопной системы (3470–700 млн. лет назад для микронавесок и 3560–900 млн. лет назад для единичных зерен) в цир-

Изотопный состав свинца		Изотопные отношения			Возраст (10^6 лет) по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
16,805	12,006	0,4679	13,190	0,082	2833
16,013	6,038	0,4663	12,952	0,067	2838
15,781	6,151	0,4368	12,042	0,073	2825
16,825	5,919	0,4046	11,485	0,042	2870
20,701	6,723	0,5331	20,872	0,089	3385
21,258	5,719	0,5253	20,730	0,63	3405
21,186	6,374	0,5696	22,851	0,084	3423

Таблица 2. Изотопный возраст единичных зерен аксессуарных цирконов в плаггиогнейсе (обр. № 15532)

№ зерна	Количество, мг		Изотопный состав свинца			Изотопные отношения		Возраст (млн. лет)
	Pb	U	206/204	207/206	208/206	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
1	92,6	128	400	0,306	0,085	0,583	22,71	3380
2	132	300	850	0,281	0,0708	0,374	13,86	3300
3	128	181	400	0,328	0,087	0,562	23,44	3480
4	125	234	4000	0,263	0,082	0,461	16,54	3250
5	127	203	1000	0,312	0,073	0,517	21,51	3480
6	37,4	53	1990	0,2564	0,216	0,552	19,10	3190
7	170	219	2000	0,3176	0,069	0,646	27,83	3540
8	29	36	3200	0,3036	0,106	0,665	27,54	3475

Примечание: Все зерна, кроме 6, темно-бурого, почти черного цвета, непрозрачные; зерно 6 светло-коричневое, полупрозрачное, блестящее; $y = 0,1938x + 0,119$; $T_3 = 3560 \pm \frac{120}{80}$ млн. лет; $t_3 = 890 \pm 500$ млн. лет.

конах из одной породы и, следовательно, переживших одну и ту же метаморфическую историю.

При двукратном (многократном) нарушении U—Pb изотопной системы в минералах экспериментальные точки должны лежать внутри треугольника (многоугольника), вершины которого на конкордии определяют возраст образования и преобразования цирконов. Действительно, как видно на рис. 5, точки всех цирконов из плаггиогнейса 15532 не выходят за пределы треугольника, ограниченного дискордией для молодых гранитоидов региона $2880 \pm 40 - 200 \pm 200$ млн. лет и дискордией, проведенной через точку, близкую к началу координат и возрастом 3650 млн. лет на конкордии. Такое положение точек не противоречит минимум двукратному нарушению U—Pb изотопной системы в цирконах возрастом 3650 млн. лет—около 2900 млн. лет назад при общем метаморфизме толщи, действительно имевшем место, и в фанерозое при процессе эрозии. Однако доказать правильность такого построения можно было бы, лишь получив в чистом виде фазы циркона, возникшие в ходе этих процессов. Поскольку сложное ячеистое строение зерен циркона в плаггиогнейсах и пироксенитах не давало возможности для механического разделения разновозрастных фаз, мы провели эксперимент по разделению их в ходе селективного кислотного разложения [6].

При постановке эксперимента мы исходили из уже имеющихся у нас данных по содержанию урана в разных фазах, т.е. могли грубо оценить податливость их к кислотному воздействию. Исключительно высокие (до 0,2%) содержания урана в бурой непрозрачной фазе циркона не могли не привести к высокой степени метамиктности ее структуры, а следовательно, к легкой растворимости в кислотах. С другой стороны, прозрачная, малоурановая фаза циркона должна была быть более устойчивой к кислотному воздействию.

Растертая навеска циркона (30—50 мг) помещалась в тефлоновую кап-

сулу и выдерживалась в термостате при $T = 100^{\circ}\text{C}$ в течение 1 ч в 10 н. HNO_3 . Раствор (I) центрифугировался, и в нем измерялся изотопный состав свинца. При такой обработке извлекался свинец из наиболее метамиктной части минерала. Вес растворенной части минерала был столь незначительным, что учесть его не представлялось возможным. Основная навеска минерала заливалась 48% HF и помещалась в термостат при 150°C на 20 ч. Раствор центрифугировался, осадок обрабатывался 1н. HBr в течение 1 ч в термостате при $T = 150^{\circ}\text{C}$, и раствор после центрифугирования соединялся в раствором в HF (II). При этом разлагалась основная навеска минерала ($> 90\%$). Неразложившийся остаток ($\sim 3-5$ мг) разлагался в HF при 220°C в течение 24 ч. В объединенном растворе (II) и в остатке (III) измеряли содержания Pb, U и изотопный состав свинца. Результаты эксперимента приведены в табл.3.

Как следует из рассмотрения таблицы, максимальный возраст легко-растворимой даже в HNO_3 фазы циркона достигает 3650 млн. лет по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, практически совпадая с возрастом, полученным для акцессорных цирконов из пироксенитов по верхнему пересечению дискордии с конкордией. Однако такой высокий возраст удалось получить лишь в одном эксперименте. В большинстве опытов частично растворялась в HNO_3 и перекристаллизованная фаза циркона, что связано, по-видимому, с очень высокими концентрациями урана, превышающими часто 0,1%. Средняя фаза эксперимента — результат обработки циркона концентрированной HF в течение 20 ч при 150°C — составляющая по весу более 90% образца, практически соответствует по изотопно-возрастным данным необработанным зернам циркона.

И наконец, возраст кристаллического остатка по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ лежит в интервале 2860—3065 млн. лет.

К интерпретации этих данных возможны два альтернативных подхода. Интерпретация в рамках модели Везерилла датирует возникновение метаморфогенной фазы циркона в 3100 млн. лет. Однако нам представляется более правильным принять для времени перекристаллизации и возникновения метаморфогенной фазы циркона возраст в 2860 млн. лет — минимальный возраст по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, к тому же совпадающий с возрастом гранитообразования в пределах региона. Несколько более высокие значения возраста в двух других остатках, возможно, связаны с неполным удалением промежуточной фазы при селективном растворении.

Таким образом, результаты эксперимента показывают, что перекристаллизация бурого циркона с одновременным образованием метаморфогенной генерации циркона имела место около 2,9 млрд. лет назад, при внедрении поздних тоналитов и общем метаморфизме толщи, видимо, достигавшем условий гранулитовой фации, что следует как из минеральных парагенезисов в породах, так и из геохимических особенностей метаморфогенной генерации циркона (низкое содержание урана, высокое Th/U отношение).

Воздействие нескольких наложенных процессов на древнейшие ультрабазиты устанавливается при микроскопическом изучении пород. Один из высокотемпературных наложенных процессов, сопровождавшийся при-внесом калия, привел к флогопитизации и актинолитизации пироксенитов.

Таблица 3. Исследование акцессорных цирконов методом селективного кислотного разложения (проба № 15532)

Операция	№ опыта	Содержание, %		Изотопный состав свинца	
		Pb	U	204	206
I — HNO ₃ , 100° C, 1 ч	1			0,358	54,443
	2			0,233	57,621
	3			0,049	69,573
	4			0,033	68,157
	5			0,023	70,539
	6			0,033	71,690
II—HF, 150° C, 20 ч	1	0,037	0,057	0,009	73,025
	1a	0,081	0,134	0,008	73,087
	2	0,025	0,058	0,018	73,508
	3	0,031	0,054	0,004	73,615
	4	0,028	0,048	0,011	73,226
	5	0,039	0,086	0,011	73,559
III — Остаток	6	0,024	0,055	0,177	67,357
	1	0,007	0,014	0,014	73,341
	4	0,011	0,014	0,029	68,957
	6			0,011	72,547

Он, возможно, имел место около 2,0 млрд. лет назад — возраст, полученный K-Ar методом по флогопиту из пироксенитов. Значительно более низкотемпературный процесс, приведший к появлению в породах минерального парагенезиса талька с хлоритоидами, мог иметь место уже в фанерозе.

Несмотря на многократную нарушенность U—Pb изотопной системы в акцессорных цирконах из ультрабазитов и плаггиогнейсов, затрудняющую интерпретацию данных на диаграмме с конкордией как для тех, так и для других цирконов, минимальный возраст образования тем не менее составляет 3650 ± 200 млн. лет.

Возникает вопрос, какому моменту геологической истории пород соответствует этот возраст?

Идентичность бурого акцессорного циркона в пироксенитах и в ранних тоналитовых гнейсах, включающих останцы пироксенитов, метасоматический облик этих цирконов и их геохимическая специфика (высокое содержание U, низкая величина Th/U отношения, низкое содержание гафния) свидетельствуют в пользу образования его при метасоматической проработке ультрабазитов под воздействием постмагматического флюида, связанного с гранитным расплавом. Следовательно, изотопный возраст 3650 ± 150 млн. лет, полученный по акцессорным цирконам, отвечает времени формирования ранних тоналитов, позднее превращенных в плаггиогнейсы, и метасоматической проработке уже существующих к тому моменту пород ультраосновного—основного состава.

Проведенные исследования позволяют сказать, что в пределах Орехо-

Изотопный состав свинца		Изотопные отношения			Возраст (10^6 лет) по $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
207	208	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
21,710	23,488				3650
19,649	22,496				3470
20,831	9,546				3430
20,529	11,281				3450
20,562	8,478				3430
21,615	6,662				3450
20,596	6,370	0,5476	21,193	0,083	3370
21,085	5,820	0,5130	20,339	0,076	3400
20,959	5,518	0,3696	14,394	0,067	3375
21,002	5,378	0,4834	18,982	0,071	3390
20,269	6,497	0,5115	19,406	0,084	3340
20,606	5,823	0,3875	14,976	0,080	3350
20,699	11,767	0,3267	12,601	0,090	3360
15,094	11,551	0,4293	12,047	0,159	2860
16,347	14,667	0,5905	18,909	0,200	3065
15,639	11,804	0,4432	13,148	0,158	2935

во-Павлоградской зоны Украинского щита установлена самая ранняя в истории Земли эпоха вулканизма, соответствующая "первичным" зеленокаменным поясам других континентов.

Существенно различается геохимическая специфика процессов, связанных с развитием "первичных" и "вторичных" зеленокаменных поясов Украинского щита, что находит отражение в геохимической специфике акцессорных цирконов в этих породах, приведенной на рис. 6 [1].

Акцессорные цирконы кислых вулканитов конкско-верховцевской серии магматического габитуса попадают на диаграмме в поле цирконов типичных вулканитов архейских зеленокаменных поясов, характеризующихся низкими содержаниями радиоактивных элементов с нормальным для магматических цирконов соотношением урана и тория. Акцессорные цирконы из плагиигранитов днепровского комплекса имеют при достаточно низких концентрациях урана широкие вариации Th/U отношений, равные или более высоких, чем в цирконах из вулканитов конкско-верховцевской серии. Часть точек попадает непосредственно в поле цирконов из вулканитов зеленокаменных поясов, что может свидетельствовать в пользу ультраметаморфического происхождения гранитоидов за счет вулканитов конкско-верховцевской серии. Другая часть отличается заметно более высокой величиной Th/U отношения, что не противоречит вероятности образования их по модели Конди и Хантера [11] при повторном плавлении вулканитов андезитового состава и первичнокоровых тоналитов при погружении ранней коры в зону плавления кислого гранулита. В этом процессе происходит резкое возрастание величины Th/U отноше-

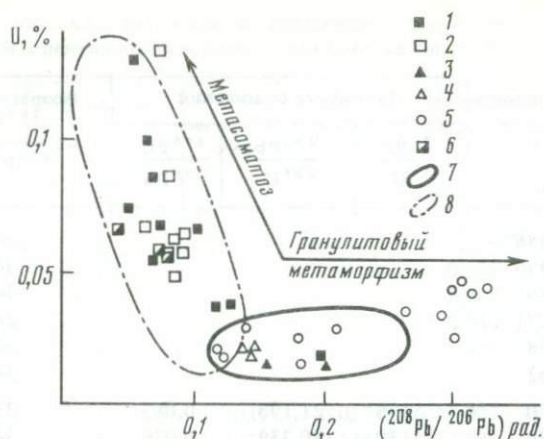


Рис. 6. Геохимическая специфика акцессорных цирконов в породах, связанных с "первичными" и "вторичными" зеленокаменными поясами Украинского щита

1-6 - цирконы из: 1 - ультрабазитов новопавловского комплекса, 2 - плагиогнейсов новопавловского комплекса, 3 - остатков от селективного растворения циркона в плагиогнейсе, 4 - андезитов конкско-верховцевской серии, 5 - гранитоидов днепровского комплекса, 6 - интрузивных тоналитов в новопавловском комплексе; 7-8 - поля фигуративных точек цирконов из: 7 - древнейших плагиогнейсов мира (Амитсок, Уйвак, Мортон, Омолон и др.); 8 - архейских вулканитов зеленокаменных поясов (Исуа, Пилбара, Карелия, Олондо)

ния, в частности в цирконах, за счет преимущественного выноса урана из пород в ходе гранулитового метаморфизма. Таким образом, веществом для образования тоналитов в обоих случаях послужили вулканиты зеленокаменных поясов, что подтверждается их частым присутствием в акцессорных цирконах из тоналитов реликтовых ядер (правда, не сохранивших изотопной памяти о возрасте субстрата пород).

Совсем иная геохимическая специфика у акцессорных цирконов из пироксенитов и тоналитов Орехово-Павлоградский ионы. По составу они попадают в поле акцессорных цирконов из так называемых "первично-коровых" гранитов - древнейших тоналитовых гнейсов различных регионов мира. Для них характерны высокие содержания урана и соответственно низкая величина Th/U отношения. Это говорит о более позднем образовании циркона в породе, по-видимому, в ходе аутометасоматических процессов, т.е. о значительной роли флюидов в образовании данных тоналитов.

Проведенные исследования показывают двукратность проявления вулканической деятельности на Украинском щите в архее, каждая из которых завершалась формированием собственных комплексов гранитоидов (3,65 и 2,98 млрд. лет назад), различимых по своей геохимической специфике. Подтверждается правомочность выделения в архее "первичных" и "вторичных" зеленокаменных поясов.

Присутствие в древнейших ультрабазитах акцессорного циркона, возникшего в них в связи со становлением интрузий ранних тоналитов, свидетельствует в пользу первичности коры основного состава по отношению к процессам гранитообразования в ранней истории Земли.

1. Бибикова Е.В. Древнейшие породы Земли, их геохимические и петрологические особенности. — В кн.: Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. М.: Наука, 1983, с. 61–77.
2. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая изотопная система в вулканических породах. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985, с. 5–7.
3. Бибикова Е.В., Бойко В.Л., Грачева Т.В. и др. Древнейшие ультрабазиты Украинского щита. — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. М.: Наука, 1985, с. 132–142.
4. Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Грачева Т.В. Изотопный возраст древнейших гранитоидов Приднепровья. — Геохимия, 1983, № 7, с. 997–1004.
5. Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264–285.
6. Грачева Т.В., Макаров В.А., Бибикова Е.В. — Разделение разновозрастных фаз аксессуарных цирконов методом селективного растворения. — В кн.: Методы изотопной геологии. М.: ГЕОХИ, 1983, с. 103–109.
7. Кравцова Е.И., Митрофанов Ф.П., Орса В.И. и др. Древнейшие гранитоиды среднего Приднепровья. — В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР, комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981, с. 116–122.
8. Макаров В.А. U–Pb изотопный анализ единичных зерен аксессуарных цирконов — В кн.: Методы изотопной геологии. М.: ГЕОХИ, 1983, с. 104–111.
9. Щербак Н.П., Бибикова Е.В., Жуков Г.В., Макаров В.А. Изотопное датирование палеовулканитов конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1982, № 11, с. 25–28.
10. Щербак Н.П., Баргницкий Е.Н., Бибикова Е.В., Бойко В.Л. Эволюция континентальной коры Украинского щита в раннем докембрии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 8, с. 63–73.
11. Condie K.C., Hunter D.K. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 29, N 3, p. 389.

УДК 550.93

А.А. Краснобаев, Е.В. Бибикова, Л.В. Сумин

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ДОКЕМБРИЯ СКЛАДЧАТОГО УРАЛА

Вопрос о природе и последовательности эндогенных процессов в докембрии в пределах складчатых фанерозойских поясов, включая уральский, является одним из сложнейших в геологии. Его решение во многом зависит от уровня и достоверности геологической основы, геохронологической изученности и генетической интерпретации цифрового материала.

Обширная информация о истории становления и развития Урала как геосинклинальной системы, дополненная многочисленными датировками, полученными различными методами, свидетельствует о распределении на всем протяжении Урала докембрийских образований [2], проявленных в виде отдельных глыб (тектонических клиньев), размеры которых составляют сотни (реже тысячи) квадратных километров. Границы глыб обычно фиксируются зонами бластомилонитов, подтверждая их "чужеродность" вмещающим породам, которые на западном склоне Урала (палеоконтинентальном секторе) представлены рифтогенными комплек-

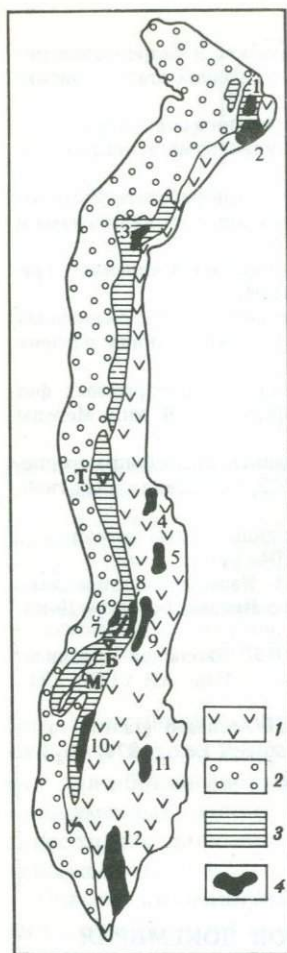


Рис. 1. Распределение докембрийских образований Урала

1–2 – формации секторов: 1 – палеоокеанического, 2 – палеоконтинентального; 3 – рифейские платформенные (рифтогенные) образования; 4 – раннедокембрийские (?) глыбы (клинья) фундамента: 1 – Марукеуская, 2 – Харбейская, 3 – Хобеизская, 4 – Салдинская, 5 – Мурзинская, 6 – Тараташская, 7 – Александровская, 8 – Уфалейская, 9 – Селянкинская, 10 – Максютинская, 11 – Мариинская, 12 – Мугоджарская; Б – Бердяушский массив; Т – Троицкий массив; М – машакская свита

сами рифея, а на восточном (палеоокеаническом секторе) – образованиями палеозойской (собственно уральской) геосинклинали (рис. 1).

Решение поставленного вопроса сопряжено с преодолением трудностей не только регионального, но и общегеологического характера. Известно, что разрез докембрийских толщ западного склона Урала относится к стратотипическому рифейского уровня. Для его радиологического расчленения и установления границ подразделений требуется максимальная надежность как аналитических данных, так и геологического обоснования. Поэтому в первую очередь датированию подлежат стратиграфически значимые реперные объекты, к которым относятся некоторые массивы гранитоидов (Бердяушский, Троицкий) и эффузивов (липариты машакской свиты). Применение Rb–Sr и K–Ar методов для них затруднено широким проявлением наложенных метасоматических процессов и низкотемпературного метаморфизма, которые иногда существенно изменяют первичные парагенезисы пород и вызывают их значительное "омоложение" (в 1,5–2 раза).

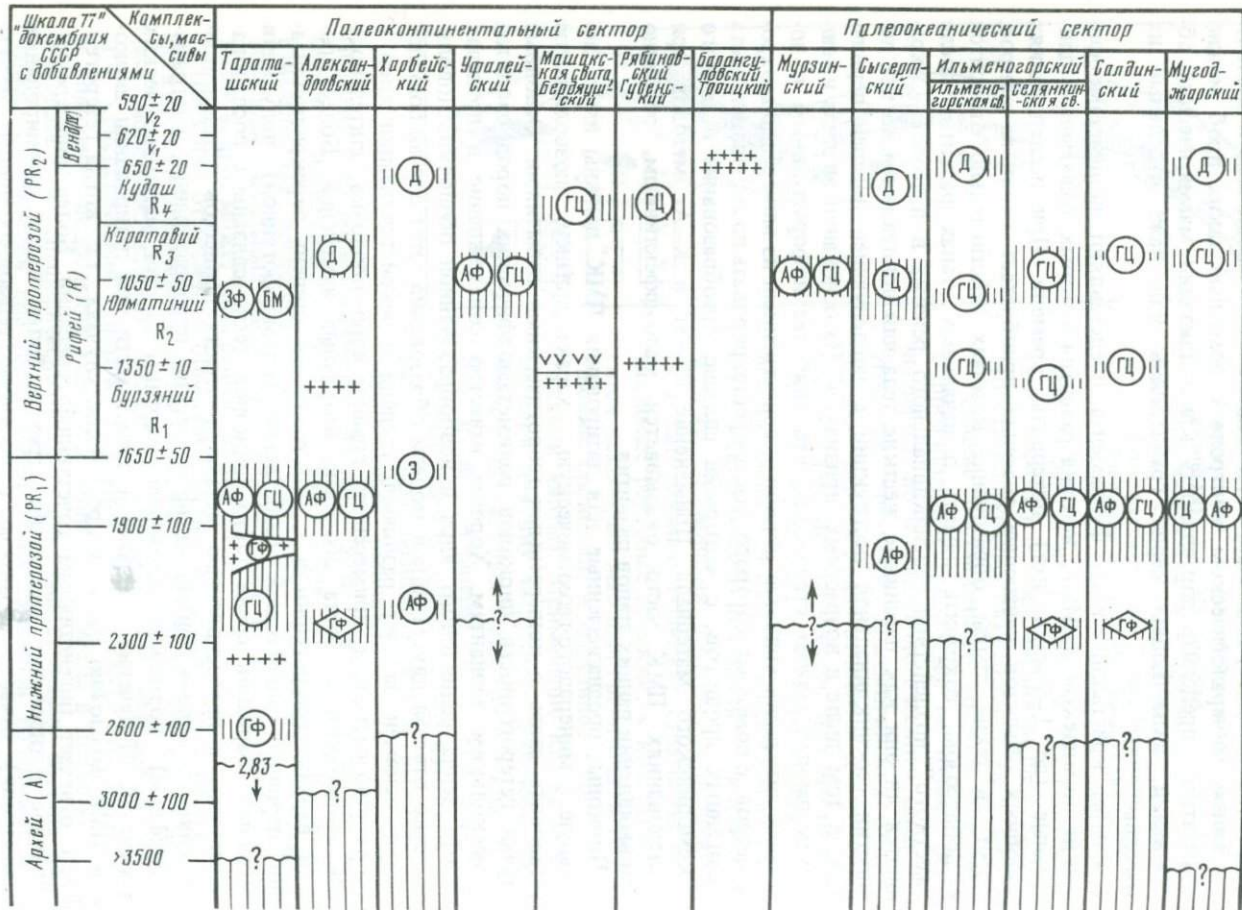
Поэтому основное внимание должно быть уделено поискам минимально измененных образцов гранитоидов и липаритов, которые отвечали бы представлениям о "закрытых" возрастных системах. С помощью детальных петролого-геохимических и минералогических анализов вопрос может быть решен положительно.

Цирконы отмеченных объектов, несмотря на ярко выраженную оптическую и геохимическую гетерогенность, могут быть отнесены к возрастной моноразновидности, отдельные составляющие которой возникали при кристаллизации генетически единой серии пород. Это проявляется в появлении нескольких генераций минерала (иногда в пределах одного кристалла) со специфическими особенностями строения, состава включений. Осложнения при датировании таких цирконов возникают в тех случаях, когда периферические зоны оказываются максимально обогащенными радиоэлементами, что, в свою очередь, снижает их устойчивость к внешним воздействиям. При U–Pb изохронном датировании такие цир-

коны отвечают одно-двустадийным возрастным моделям, а полученные возрастные значения близки времени образования объектов. Не может быть полностью исключен и тот случай, когда генерации циркона значительно (т.е. временной "разрыв" между ними превышает ошибку метода) различаются по возрасту. При надлежащей аналитической базе и соответствующем минералогическом контроле с помощью таких проб можно попытаться определить длительность кристаллизации магматических образований, включающих серии гранитоидов или даже отдельные их массивы.

Глыбы кристаллического фундамента представляют полиметаморфические комплексы (ПМК), история развития которых охватывает длительные (до 1–2 млрд. лет) интервалы времени. При исследованиях подобных объектов решающее значение приобретает ответ на вопрос, могут ли такие глыбы, образование которых действительно относится к допалеозою, сохранить память о начальных этапах развития после "жесткого" воздействия геосинклинального режима в палеозое. Сохраняются ли они как пассивные жесткие тела или вовлекаются во все перипетии геосинклинальной деструкции с последующей потерей первичных, в том числе и возрастных, признаков? На основании анализа имеющихся данных можно утверждать, что наиболее информативным в подобных ситуациях является циркон – единственный из минералов-геохронометров, с помощью которого удастся реставрировать последовательность эндогенных процессов, с которыми связано преобразование исходного докембрийского материала. Применение Rb–Sr и K–Ar методов при исследованиях ПМК часто оказывается малоэффективным, особенно при выявлении ранних этапов развития.

Цирконы, предназначенные для датирования ПМК, должны иметь детальную минералого-геохимическую характеристику, позволяющую установить связь с конкретными геологическими событиями. Основные случаи гетерогенности цирконов полиметаморфических пород сводятся к нескольким вариантам. Хорошо известно сонахождение в пределах одного зерна реликтового ядра и новообразованной оболочка. Довольно четко отвечая двустадийной модели образования, этот случай большей частью искажен за счет различной степени перекристаллизации ядер и их разновозрастности, примесей по границе ядро–оболочка, длительного или неоднородного роста оболочек, вторичных изменений. Более простой вариант гетерогенности – это различная степень перекристаллизации первично однородной (собственно метаморфогенной) популяции цирконов. Вариации среди таких цирконов тесно связаны с последовательностью и интенсивностью метаморфических процессов (фации прогрессивного метаморфизма, диафорические преобразования, ультраметаморфизм). Возможно усложнение картины за счет метасоматических изменений. Получение изохронной зависимости при датировании цирконов ПМК возможно лишь в простейших случаях, т.е. когда гетерогенность отвечает бигенетичным сочетаниям генерации. Более дифференцированное датирование (выделение трех и более этапов формирования кристаллов) отчасти возможно с помощью термоизохронного метода [4], позволяющего получить возрастные значения для ничтожных (~0,2 мг) навесок минерала. Такие навески с помощью различных методов кон-



- + 1
- v 2
- ?-? 3

центрирования (ручной разборки, приборной сепарации, растворения) в некоторых случаях могут быть максимально приближены к моногенностям, что существенно повышает достоверность данных.

На основании цирконовых возрастов, дополненных результатами Rb—Sr и K—Ar методов, составлена схема корреляции эндогенных процессов докембрия Урала (рис. 2). Выделение геологических процессов в ней основано главным образом на данных комплексного (оптического, микронзондового, геохимического) изучения цирконов с привлечением обычных петрологических и петрохимических критериев. Предполагаемое начальное время образования ПМК отмечено вопросом.

В основании разреза Урала отчетливо выделяется архейский гранулит-чарнокитовый (тараташский) и предположительно амфиболит-мигматитовый (мугоджарский) комплексы, близкие по свойствам некоторым разрезам платформ (кольскому, иенгскому). Среди гнейсов особое место занимают тоналит-гранодиоритовые разности, по петрохимическим параметрам близкие "серым гнейсам". Предполагается, что они среди прочих разностей наиболее полно соответствуют фрагментам протокоры гранитного состава с возрастом $> 3,5$ млрд. лет. Для частично перекристаллизованного циркона этих гнейсов получена датировка 2,83 млрд. лет. Цирконы, образование которых связано с гранулитовым метаморфизмом умеренных давлений, в "чистом" виде сохранились только среди гнейсов тараташского ПМК. Их возраст определяется значением $2,6 \pm 0,1$ млрд. лет.

Ареальный однородный метаморфизм амфиболитовой фации, сопровождаемый проявлением плагиомигматизации и гранитизации, распространен в большинстве ПМК Урала. Возраст этого процесса, который для тараташского ПМК и, возможно, некоторых других с реликтовыми гранулитовыми цирконами и датировками 2,2—2,3 млрд. лет (александровского, салдинского, ильменогорского), соответствует высокотемпературному диафорезу, оценивается интервалом 1,7—2,1 млрд. лет. С этим же интервалом связано повторное проявление метаморфизма гранулитового уровня и образование жильных эндербитов (тараташский комплекс) и эклогитов (харбейский комплекс).

Появлению ПМК с признаками дорифейских эндогенных процессов в современной структуре Урала предшествовал длительный период разрыва Европейско-Азиатской континентальной плиты. Эндогенное утонение при разрыве сопровождалось пластическим течением материала в нижних горизонтах коры и хрупкими деформациями — в верхних, что вызывало обособление и латеральное перемещение фрагментов кристаллического фундамента. Последующее неполное схождение континентальных блоков, покровообразование и орогенез вызвали включение их в современные структуры в виде упомянутых блоков (микроконтинентов) [1].

Характер эндогенных процессов в рифейское время отличался существенным разнообразием. В нижнем рифее проявлен интрузивный маг-

Рис. 2. Геохронология эндогенных процессов докембрия Урала

1 — граниты; 2 — эффузивы; 3 — предполагаемый возраст субстрата; фации: ГФ — гранулитовая и ее реликты; АФ — амфиболитовая; ЗФ — зеленосланцевая; Э — эклогиты; ГЦ — гранитизация; Д — диастрофизм; БМ — бластомилониты

матизм с образованием габбро-гранитных и габбро-нефелин-сиенитовых серий (Бердяушский массив) с возрастом по U-Pb и Rb-Sr изохронным и K-Ar методами 1350-1355 млн. лет. Интенсивные излияния базальт-дипаритовых расплавов (машакская свита) установлены в начале среднего рифея и датируются значением (U-Pb, Rb-Sr и K-Ar методы) 1345-1350 млн. лет. Это позволяет уверенно решить вопрос о границе нижнего-среднего рифея (1350 ± 10 млн. лет), что имеет важное значение в связи со стратотипической значимостью разреза. Средний рифей характеризуется также субплатформенным гранитным магматизмом с возрастом 1330 ± 50 млн. лет. (Рябиновский массив). Верхняя радиологическая граница рифея определена датированием гранитоидов Барангуловского и Троицкого массивов и составляет 620-630 млн. лет.

В гнейсах ПМК рифейский цикл вызвал появление зон разнотемпературных blastsмилонитов, диафторической перекристаллизации (зеленосланцевого метаморфизма), гранитизации. Время проявления этих процессов в различных глыбах может не совпадать, но в целом соответствует зльсонскому, гренвильскому и байкальскому диастрофизмам.

Стратиграфические разрезы отдельных ПМК практически несопоставимы, что объясняется их площадной разобщенностью и гетерогенностью фундамента, с которым они генетически связаны. В то же время общие особенности их строения и последовательность процессов магматизма-метаморфизма [3] позволяют выделить основные рубежи эндогенной активности, которые близки важнейшим периодам тектоно-магматической активизации других складчатых поясов Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов С.Н. Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов. - В кн.: Тектоника. МГК, XXVI сес. М.: Наука, 1980, с. 45-52.
2. Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Докембрий Урала. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982, с. 81-94.
3. Краснобаев А.А., Русин А.И. Схематический геолого-радиологический разрез докембрия Урала. - В кн.: Ежегодник ИГГ, 1978. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979, с. 7-9.
4. Сумин Л.В., Малышев В.И. Термоизохронный метод определения возраста. - Геохимия, 1983, № 5, с. 703-717.

К ВОПРОСУ О ДЛИТЕЛЬНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Выяснение длительности магматических процессов представляется достаточно важным в теоретическом и практическом аспектах петрологии, что неоднократно подчеркивалось в литературе [5]. От решения этого вопроса во многом зависит правильная интерпретация изотопно-геохронологических данных. В первую очередь это относится к результатам, получаемым по одному объекту разными методами или одним методом по разным "геохронометрам", например, породе в целом и отдельным минералам. В результате подобных исследований возможно получение расходящихся значений измеренного возраста, что требует выяснения причин дискордантности — связана ли она с наложенными процессами или является следствием длительного формирования объекта исследования. К тому же достаточно логичным представляется соображение о том, что по мере увеличения точности измерений вообще могут перестать получаться сходящиеся значения возраста, т.е. со временем данная проблема может стать еще более острой. Второй основной причиной, вынуждающей заниматься проблемой длительности магматических процессов, является выяснение геологического смысла получаемых значений возраста, их соответствия определенным геологическим событиям даже в тех случаях, когда удастся доказать замкнутость изотопно-геохимической системы, используемой для определения возраста.

В результате многочисленных геохронологических исследований последних десятилетий уже накопилось большое количество данных, позволяющих вплотную подойти к решению указанной проблемы. Исходя из этих данных автор попытался оценить длительность магматических процессов различных уровней: формирования отдельных интрузий, многофазных массивов, плутонических и вулканоплутонических комплексов, этапов магматической активизации. При этом наиболее существенным представляется вопрос о длительности формирования отдельных интрузивных тел, который ниже будет подробно рассмотрен. Оценки длительности магматической деятельности более высоких уровней получаются по разнице в возрасте начальных и конечных членов (с учетом длительности их формирования).

Необходимо подчеркнуть, что вопрос о длительности формирования интрузивных тел будет рассмотрен с позиций изотопно-геохронологической систематики. Никакие петролого-математические модели не принимались во внимание, так как варьирование параметров этих моделей приводит к тому, что оценка длительности становления магматических тел может изменяться на четыре порядка — от 10^4 до 10^8 лет.

Теоретические аспекты проблемы

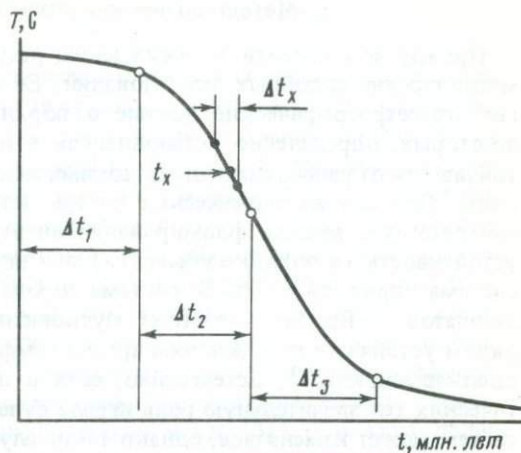
Рассмотрим схему формирования отдельного интрузивного тела (рис. 1; ход изменения температуры со временем выбран произвольно, так как на логику дальнейших рассуждений он не влияет). Представляется целесообразным разбить весь процесс формирования такого гипотетического тела на три интервала: Δt_1 — интервал внедрения магмы, Δt_2 — интервал кристаллизации и Δt_3 — интервал охлаждения. "Момент" начала внедрения магмы является той временной отметкой, которая и фиксирует геологический возраст объекта. Если предположить, что в течение всего периода заполнения камеры магмой все вещество в ней находится в состоянии расплава, то кажется очевидным, что изотопными методами невозможно определить длительность этого интервала, который включает и время охлаждения магмы до начала кристаллизации. Однако если считать, что зона закалки интрузивного тела, находящаяся на контакте со значительно более холодными вмещающими породами, раскристаллизовывается практически мгновенно, то появляется возможность прямого измерения времени внедрения. Кроме того, в ряде случаев существуют и возможности косвенной оценки длительности этого интервала, о которых будет сказано ниже при рассмотрении конкретных примеров.

Как только начнется кристаллизация отдельных минералов, появится теоретическая возможность установить данный момент, однако практически это трудно выполнимо, так как в камере все еще сохраняется высокая температура. В любом случае до окончания кристаллизации трудно рассчитывать на замкнутость изотопно-геохимических систем породы в целом в силу того обстоятельства, что все основные радиоактивные элементы, используемые в геохронологии, имеют тенденцию быть несовместимыми по отношению к минералам, кристаллизующимся в самом начале этого процесса, и входят в основном в минералы последних стадий кристаллизации. В то же время, если кристаллизующиеся минералы обладают хорошей удерживающей способностью в отношении радиогенных компонентов, то по некоторым из них возможно определение какого-то момента внутри Δt_2 . Следует только учитывать, что закрытие изотопно-геохимической системы любого минерала не происходит мгновенно, а занимает определенный диапазон (интервал закрытия системы) от той температуры, при которой еще весь радиогенный изотоп теряется до температуры, при которой система становится уже практически полностью закрытой. Суммарный эффект накопления радиогенного изотопа за это время будет соответствовать некоторому значению возраста (t_x) внутри интервала закрытия (см. рис. 1), под которым обычно и имеют в виду "время закрытия изотопно-геохимической системы", а соответствующую t_x температуру считают "температурой закрытия" системы (подробно этот вопрос рассмотрен М. Додсоном [19]). Таким образом, если температура кристаллизации минерала выше, чем "температура закрытия" его изотопно-геохимической системы, то получаемое по нему значение возраста должно отличаться от момента начала кристаллизации.

Определение возможности реальной оценки длительности интервала кристаллизации возникают, если реализуется механизм фракционной кристаллизации (например, в расслоенных плутонах). При этом возмож-

Рис. 1. Температурно-временная схема формирования интрузивного массива

Δt_1 — время заполнения камеры магмой; Δt_2 — время кристаллизации магмы; Δt_3 — время охлаждения массива; Δt_x — интервал закрытия изотопно-геохимической системы; t_x — среднее значение времени закрытия системы



но как прямое определение длительности по разнице во времени образования начальных и конечных продуктов кристаллизации, так и использование оценок, основанных на изменении первичного изотопного состава дочерних элементов. Особенно эффективна последняя возможность при изучении первичного изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀. Это вызвано различным геохимическим поведением стронция и рубидия в процессе фракционной кристаллизации. Стронций является, как правило, совместимым элементом для начальных продуктов кристаллизации с обобщенным коэффициентом распределения > 1 , а рубидий имеет обобщенный коэффициент распределения для начальных продуктов < 1 , в результате чего в остаточных расплавах резко увеличивается отношение Rb/Sr. При продолжительной кристаллизации это может привести к значительному увеличению ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в породах, образовавшихся на заключительных стадиях, что позволяет рассчитать время, необходимое на изменение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ [22].

С момента окончания кристаллизации, по-видимому, становятся закрытыми системы породы в целом (кроме K—Ag системы). По мере дальнейшего понижения температуры все большее число изотопно-геохимических систем минералов становятся закрытыми, пока температура не достигает той, при которой "закрываются" все используемые в геохронологии минералы, и именно этот "момент" теоретически возможно зафиксировать изотопно-геохронологическими методами.

Исходя из вышеизложенного можно прийти к выводу, что в общем случае изотопными методами крайне затруднительно определить всю продолжительность формирования интрузивного массива. "Геохронологическая" длительность, определяемая от "момента закрытия" наиболее устойчивой системы до закрытия наименее устойчивой, теоретически меньше "абсолютной" (геологической) длительности. Кроме того, как уже указывалось, даже самая устойчивая система, по-видимому, не может зафиксировать, истинное время внедрения интрузии. Задача заключается, таким образом, в попытке определить степень приближения измеряемых возвратов к истинному и в оценке рассмотренных основных интервалов становления интрузивных тел исходя из имеющихся данных.

Методологические аспекты проблемы

Прежде чем перейти к обсуждению результатов, необходимо уточнить методологию подобных исследований. Ее основой являются, во-первых, геолого-петрографические данные о порядке образования минералов и, во-вторых, определенно установленная в настоящее время различная устойчивость отдельных изотопно-геохимических систем к внешним воздействиям. Для случая термических потерь, который, вероятно, лучше всего соответствует модели формирования интрузивных тел, эта относительная устойчивость (в порядке убывания) выглядит следующим образом: U—Pb система цирконов — Rb—Sr система породы в целом — Rb—Sr система калишпатов — Rb—Sr — система мусковитов — K—Ar системы со своим рядом устойчивости к потерям аргона (амфибол—мусковит—биотит—калишпат—плаггиоклаз)¹. Естественно, если в процессе формирования магматических тел значительную роль играла флюидная фаза, порядок закрытия систем может измениться, однако такие случаи должны диагностироваться петрографически (перекристаллизация минералов, наличие нескольких генераций минералов и т.п.) и минералогически (низкая температура гомогенизации газовой-жидких включений и пр.). При этом представляется, что длительные постмагматические процессы должны приводить к нарушению Rb—Sr системы породы в целом или повторной гомогенизации изотопного состава стронция, так как основными носителями Rb и Sr в наиболее распространенных типах интрузивных пород являются полевые шпаты, которые затрагиваются этими процессами в первую очередь.

Порядок образования минералов, определяемый петрографическими методами, зависит от состава магмы и условий кристаллизации. Для нас важно, что в большинстве интрузивных пород амфибол образуется в начале процесса кристаллизации (во всяком случае, в породах гранитоидного состава), что при его хорошей устойчивости к потерям аргона делает этот минерал весьма удобным для установления момента, близкого к окончанию кристаллизации.

Очевидно, что минеральные изотопно-геохимические системы формируются раньше системы породы в целом. Однако возраст большинства породообразующих минералов может быть установлен только с помощью K—Ar и Rb—Sr методов, что при высокой температуре, сохраняющейся внутри интервала кристаллизации, делает маловероятной возможность определения с помощью этих минералов какого-то момента в Δt_2 из-за относительно высокой подвижности радиогенных ^{40}Ar и ^{87}Sr в минеральных системах. Единственным минералом, позволяющим достичь этого, является циркон с его высокой устойчивостью к термическим и многим другим процессам. Это свойство цирконов можно проиллюстрировать примерами, демонстрирующими способность сохранять возрастную информацию ксеногенным цирконом даже в условиях расплава [14, 24]. В свете рассматриваемой проблемы ценным качеством циркона оказывается то, что он часто начинает кристаллизоваться одним из первых. В та-

¹ В этом ряду не ясно взаимоотношение K—Ar системы амфиболов и Rb—Sr системы мусковитов. Rb—Sr система биотитов по своей устойчивости приблизительно соответствует K—Ar системе биотитов.

ких случаях его измеренный возраст в наибольшей степени соответствует началу кристаллизации.

В отношении некоторых других методологических аспектов определенность несколько меньшая. Основная трудность заключается в том, что интерпретация данных любого метода проводится в рамках определенных моделей, адекватность которых не всегда очевидна и проверяется сопоставлением с результатами других методов. В этих случаях встает вопрос о корректности таких сопоставлений с учетом точности определения постоянной скорости радиоактивного распада, аналитической погрешности каждого метода и длительности формирования интрузивного тела. Необходимо также быть уверенным, что результат, полученный каждым методом, действительно соответствует времени закрытия данной системы и не искажен как наложенными процессами, так и вследствие предыстории породы (присутствие ксеногенных минералов, гетерогенность первичного изотопного состава дочерних элементов и т.д. [3]). Для этого должны быть использованы все имеющиеся критерии, а также надежные геологические данные о возрастных пределах для времени образования пород.

Из рассмотрения предлагаемой, пусть и достаточно упрощенной, схемы формирования интрузивных тел вытекают некоторые существенные выводы. В частности, очевидно, что изотопными методами возможно реально оценить период времени от "момента" кристаллизации циркона до охлаждения интрузивного тела до температуры закрытия K—Ar систем полевых шпатов или биотитов, т.е. от некоторого момента внутри Δt_2 (интервала кристаллизации) до окончания Δt_3 (интервала охлаждения). Можно подойти и к оценке всей длительности формирования интрузии, если предположить, что рассмотренный период по длительности не меньше, чем период от "момента" внедрения магмы до кристаллизации циркона. Также очевидно, что значительная разница в температурах закрытия различных изотопно-геохимических систем при длительном формировании интрузивного тела должна приводить к значимо отличающимся значениям возраста, определяемым разными методами.

Обсуждение результатов

Следует отметить, что специальных методологически корректных работ, посвященных решению рассматриваемой проблемы на геохронологическом уровне, практически не имеется. Правда, во многих работах, посвященных датированию отдельных интрузивных массивов, делаются выводы о длительности процессов кристаллизации и охлаждения, причем при совпадении данных различных методов этот период принимается коротким (и это справедливо), а при расхождении — длительным. В последнем случае интерпретация расходящихся значений возраста проводится в рамках определенных петролого-математических моделей, демонстрирующих возможность длительного (десятки и сотни миллионов лет) формирования интрузивных тел. В этих работах, однако, не доказываются исходные положения моделей, а изотопно-геохронологические данные "вписывают" в модели без достаточных на то оснований и (во всяком случае) без доказательств отсутствия наложенных процессов. В то же время из приводимых данных часто представляется более вероятным, что наблюдаемые расхож-

дения в измеренных возрастах являются следствием промежуточных воздействий.

В качестве типичного примера можно привести данные по определению возраста гранодиоритового штока Три Майл Понд (штат Мэн, США) [16]. По Rb—Sr изохроне для пород в целом получен возраст 381 ± 14 млн. лет (СКВО = 6,6), амфибол имеет возраст 352 млн. лет (K—Ar метод), мусковит и биотит — 300 млн. лет (K—Ar метод), а по апатиту методом трек-ков устанавливается значение возраста 220 млн. лет. Все эти результаты авторами работы представляются как свидетельство длительного (~160 млн. лет) охлаждения штока от температуры 650°C (кристаллизация породы и закрытие ее Rb—Sr системы) до 125°C (температура отжига трекков в апатите). Более вероятно, однако, что гранодиориты испытали наложенный процесс 300 млн. лет назад, о чем говорит совпадение измеренных K—Ar возрастов биотита и мусковита. Учитывая различную сохранность аргона в этих минералах, а также фиксируемый методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для мусковита возрастной спектр в виде плато, можно утверждать, что эти результаты указывают на интенсивное воздействие, либо полностью "омолодившее" K—Ar системы мусковита и биотита, либо приведшее к образованию мусковита (это можно было бы легко проверить, определив его возраст Rb—Sr методом). Процесс такой интенсивности мог вызвать и частичное "омоложение" амфибола (в данном случае до 350 млн. лет). Если же полагать, что мусковит является наложенным, что в достаточной степени вероятно, поскольку этот минерал не характерен для гранодиоритов, то становится понятным и большая величина СКВО, выявленная при изохронном датировании. В этой связи вывод о длительном охлаждении массива не представляется убедительным.

В тех случаях, когда по геохронологическим данным влияние наложенных процессов на изотопно-геохимические системы можно исключить, оказывается, что длительность формирования интрузивных тел мала и не превышает нескольких миллионов лет (для мезо-кайнозойских пород) или лежит в пределах погрешности (для палеозойских и докембрийских пород). Приведем главные факты, подтверждающие этот вывод.

1. Для многих изученных интрузивных массивов наблюдается совпадение возрастов, полученных различными методами. К их числу относятся, например, и некоторые исследованные нами массивы Забайкалья: Хоринский — 311 ± 14 млн. лет (Rb—Sr) и 300 ± 8 млн. лет (K—Ar) [11]; Чивыркуйский — 298 ± 8 млн. лет (U—Pb) и 298 ± 6 (K—Ar) [6]; Малокуналейский — 233 ± 5 млн. лет (Rb—Sr) и 225 ± 6 млн. лет (K—Ar) [8, 9]. Аналогичные результаты можно встретить и в литературе [12, 15, 17, 18, 20], в том числе и для докембрийских пород, например: Бердяушский pluton — 1354 ± 20 млн. лет (U—Pb), 1358 ± 13 млн. лет (Rb—Sr), 1330 ± 30 млн. лет (K—Ar) [3]; Салминский массив (1 фаза) — 1555 ± 20 млн. лет (Pb—Pb, циркон), 1550 ± 30 млн. лет (Rb—Sr), 1510 ± 30 млн. лет (K—Ar) [10]. Во всех приведенных примерах доказывается закрытие соответствующих систем в указанное время, что убедительно свидетельствует о коротком промежутке времени, прошедшем от закрытия U—Pb системы цирконов или Rb—Sr системы пород в целом до закрытия K—Ar систем амфиболов и слюд. При этом следует отметить, что многие из изученных мас-

Таблица 1. Результаты определения возраста пород Кукинского массива (Забайкалье) К—Аг методом

№ пробы, минерала		К, %	$^{40}\text{Ar}_p$, нг/г	$^{40}\text{Ar}_p/^{40}\text{K}$	t^* , млн.лет
2132 (I фаза)	биотит	7,72	95,9	0,01041	171 ± 5
	ортоклаз	5,37	66,0	0,01030	169 ± 5
	плагиоклаз	1,40	17,3	0,01036	170 ± 6
2154 (II фаза)	амфибол	0,94	11,0	0,00984	162 ± 5
	ортоклаз	5,66	65,2	0,00966	159 ± 5

$$^*\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}; \lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}, ^{40}\text{K}/^{39}\text{K} = 0,01167 \text{ ат.}\%$$

сиров имеют значительные размеры (Чивыркуйский и Салминский плутоны занимают площадь в несколько тыс. км²), а именно для таких массивов и можно предполагать длительное охлаждение и кристаллизацию.

К более точной оценке длительности указанных интервалов можно подойти при анализе данных по молодым (< 100 млн. лет) интрузивным породам, так как для них процесс формирования может оказаться соизмеримым с возрастом, а наложенные воздействия менее вероятны. Однако для таких объектов пока практически отсутствуют данные U—Pb метода по цирконам, а использование Rb—Sr метода ограничено породами с достаточно высоким отношением Rb/Sr. В силу этих причин комплексных изотопно-геохронологических данных известно не так много. В качестве примера приведем результаты, полученные для плутона Квоттон (Канада): по породе в целом — 51 ± 2 млн. лет (Rb—Sr); по амфиболу, биотиту и ортоклазу К—Аг методом — 50 ± 1, 43 ± 1 и 40 ± 1 млн. лет соответственно; по эпидоту, сфену и циркону методом треков — 46 ± 11, 45 ± 1 и 41 ± 1 млн.лет [21]. Для этого массива, даже если предположить отсутствие наложенного воздействия (что нельзя полностью исключить, так как по апатиту методом треков получено 7 млн. лет), максимальная длительность от кристаллизации породы (~800°С) до температуры примерно 150 — 200°С составляла 11 млн. лет.

2. Достаточно часто, особенно для мезозойских пород, фиксируются одинаковые значения возраста, полученные для различных минералов К—Аг методом. Например, для Кукинского массива (~300 км²) в Западном Забайкалье автором были получены следующие результаты, приведенные в табл. 1. Учитывая, что методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для ортоклаза получен практически неизменный вид возрастного спектра (плато на 96,5% выделившегося ^{39}Ar [7]), можно говорить о коротком промежутке времени, занятом интервалом охлаждения, который не превышает первые миллионы лет. Об этом же свидетельствуют и достаточно многочисленные работы, в которых показано совпадение возрастов полученных Rb—Sr методом для валовых и минеральных изохрон, в том числе и для биотитов с наименее устойчивой Rb—Sr системой [10, 12, 18]. При этом следует учитывать, что для такой оценки интервала охлаждения используется только один метод, что позволяет не учитывать неопределенности в значениях постоянных скорости распада и систематические погрешности.

Таблица 2. Результаты определения возраста Салминского массива и связанного с ним оруденения [10]

Объект	Pb—Pb*	Rb—Sr**	K—Ar
Граниты I фазы	1555 ± 20	1550 ± 30 (0,6)	1510 ± 30
Граниты II фазы	1540 ± 15	1460 ± 10 (0,3)	1525 ± 50
Граниты III фазы	1565 ± 30	1460 ± 30 (0,9)	1530 ± 50
Альбитизированные граниты III фазы		1470 ± 30 (0,7)	1515 ± 40
Березитизированные граниты III фазы		1445 ± 20 (0,5)	
Апоскарновый грейзен			
порода		1540 ± 55 (9,0)	
слюды		1545 ± 20 (1,5)	1505 ± 35
Штокшайдеры		1550 ± 15 (0,3)	1520 ± 50

* Возраст определялся по цирконам методом термоионной эмиссии.

** В скобках указано значение параметра СКВО.

3. При исследовании рудоносных интрузий часто возникает ситуация, когда возраст пород и руд оказывается практически идентичным. Поскольку руда накладывается на уже сформированные породы и своим образованием фактически фиксирует завершение эндогенных процессов, такие результаты указывают на короткий отрезок времени, прошедший от кристаллизации породы до окончания постмагматических (автометасоматических) процессов. В качестве примера в табл. 2 приведены результаты по датированию пород Салминского массива и связанного с ним оруденения [10], согласно которым возрасты всех трех фаз массива (1540–1560 млн. лет.) и жильных штокшайдеров и апоскарновых грейзенов (1540–1550 млн. лет) не различаются. Отметим, что при изучении более молодых образований расхождение между возрастными породами и связанными с ними руд нередко фиксируется, не превышая, однако, 10–20 млн. лет [13].

Приведенные примеры прямого измерения длительности показывают, что время становления интрузивных тел от образования цирконов до закрытия K—Ar систем полевых шпатов не превышает нескольких миллионов лет. Поскольку указанный период соответствует (по разным оценкам) падению температуры от минимуму 600–700°С до 200–300°С, и учитывая, что скорость падения температуры в начале процесса, как правило, больше, чем при его окончании, можно прийти к выводу, что полная длительность формирования интрузивных тел не превышает первых миллионов лет, а время, фиксируемое K—Ar системой амфиболов, Rb—Sr системой пород в целом и особенно U—Pb системой цирконов, практически не отличается от геологического возраста интрузии.

Приведем также некоторые дополнительные соображения и данные, подкрепляющие этот вывод и позволяющие оценить полную длительность, включая и время нахождения породы в состоянии расплава. Во-первых, следует отметить, что получение изохрон с параметром СКВО, равным единице, говорит об отсутствии геохимической дисперсии и соответствии исследуемых проб изохронной модели. Это означает, что пробы, отобранные, как правило, с достаточно большой площади и включающие породы как

краевых, так и центральных частей плутонов, одновозрастны и имеют одинаковый первичный состав дочернего элемента. При длительном же процессе кристаллизации, превышающем аналитическую погрешность определения возраста, такие пробы не должны давать изохронной зависимости.

Особый интерес (в свете рассматриваемой проблемы) представляют данные, получаемые по интрузивным щелочным породам кольцевых комплексов. Так, для комплекса Марангудзи (Зимбабве) фиксируется последовательное внедрение нескольких интрузивных фаз, представляющих собой различные породы с отличающимся отношением Rb/Sr [20]. Определение возраста этих пород (по каждой фазе отдельно) показало, что время их внедрения не различается в пределах погрешности и составляет 186 ± 3 млн. лет, что подтверждается и данными Rb—Sr и K—Ar методов по минералам. При этом первичный изотопный состав стронция также оказался одинаковым — $0,70769 \pm 0,00006$. Последнее обстоятельство позволило авторам цитируемой работы сделать вывод, что дифференциация в мантийном очаге, последующее внедрение различных по составу магм и их кристаллизация занимали промежуток времени меньше 10 млн. лет. Это следует из того, что при среднем Rb/Sr = 3 в самых поздних кварцевых сиенитах за 10 млн. лет $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ изменилось бы до величины 0,7090, т.е. значительно превзошло аналитическую погрешность.

Аналогичные рассуждения могут быть использованы и при анализе гранитоидных пород с мантийным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$. Так, для уже упоминавшегося Малокуналейского массива это отношение составляет $0,7035 \pm 0,0009$ при среднем Rb/Sr = 4 [9]. Расчет показывает, что родоначальная для этих щелочных сиенитов магма не могла находиться в состоянии расплава более 10 млн. лет, та как в противном случае в момент образования магмы отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в ней было бы ниже любого возможного значения для того времени (меньше 0,7020).

Представляют интерес и данные по изменению $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в породах Бушвельдского расслоенного плутона основного состава [22]. Первичный изотопный состав стронция закономерно увеличивается при переходе от нижних, более основных пород с низким отношением Rb/Sr к выше находящимся породам с более высоким Rb/Sr отношением. Поскольку контаминация этих пород (исходя из различных геохимических и петрологических данных) авторами отвергается, то в модели фракционной кристаллизации, которая признается для пород массива большинством исследователей, была рассчитана длительность процесса кристаллизации, оказавшаяся равной ~ 10 млн. лет.

Все вышеизложенное свидетельствует в пользу короткого периода формирования интрузивных тел. Тем не менее следует учитывать, что при дальнейшем повышении точности измерений разница в показаниях различных геохронометров, определяемая длительностью становления интрузий, будет надежно зафиксирована. На это, в частности, указывает следующее обстоятельство: несмотря на то что в пределах достигнутой сейчас точности результаты методов совпадают, U—Pb возраст цирконов статистически несколько превышает Rb—Sr изохронный возраст и K—Ar возраст амфиболов. Эта разница доходит до 10—20 млн. лет и, по-видимому, составляет максимально возможную длительность формирования

гипабиссальных и мезоабиссальных интрузий, на результатах по которым и основаны представления, изложенные в настоящей работе. Не исключено, что становление интрузий в более глубоких уровнях земной коры занимает значительно больший промежуток времени, однако надежных данных, позволяющих это проверить, пока не имеется.

Как выше уже упоминалось, в природе возможны ситуации, когда процесс становления интрузий затягивается. Подобное явление было обнаружено при определении возраста Салминского массива гранитов рапакиви [10, 11]. Для пород второй и третьей фаз, а также для альбитизированных и березитизированных гранитов третьей фазы Rb—Sr изохронным методом был определен возраст, примерно на 100 млн. лет меньший времени внедрения гранитов (см. табл. 2).

Соответствие Rb—Sr систем этих пород изохронной модели (СКВО ~ 1, полная устойчивость (вплоть до минералов) Rb—Sr системы в гранитах первой фазы, сохранность радиогенного аргона в минералах этих пород и рудных метасоматитов позволили авторам предположить, что полученная дата отвечает не какому-то позднему эпизодическому событию, а фиксирует завершение этапа постмагматических преобразований, являющегося непосредственным продолжением процесса кристаллизации. Насыщенность (по данным петрохимии) магмы гранитов второй и третьей фаз водой и летучими компонентами, обилие низкотемпературных (вплоть до 150—200°C) газовой-жидких включений в кварце, наличие нескольких генераций полевых шпатов подтверждали вывод о длительных постмагматических процессах, сопровождаемых циркуляцией водных растворов.

Этот пример, с одной стороны, показывает возможность значительной длительности (до 100 млн. лет) постмагматических процессов, а с другой — демонстрирует меньшую устойчивость Rb—Sr системы породы в целом в подобных процессах, что вызывает необходимость использовать другие системы для определения времени образования пород, затронутых постмагматическими процессами, даже при корректном отнесении их к автометасоматическим.

О длительности других типов магматизма

В отличие от теоретических и методологических проблем, возникающих при оценке длительности формирования отдельных интрузивных тел, при определении длительности магматической деятельности более высоких порядков на первое место выходят геологические проблемы. В основном они касаются правильности отнесения различных пород к одному массиву, комплексу, этапу активизации и т.п. Достаточно часто встречается в практике обратная ситуация, когда на основании определений возраста такие породы либо объединяются в одну группу, либо, наоборот, расчленяются. В этой связи представляется необходимым оценить временные параметры этих проявлений магматизма для тех случаев, когда принадлежность пород к тому или иному процессу не вызывает сомнения. Приводимые ниже оценки базируются на собственных результатах автора и его коллег по лаборатории.

Разница во времени внедрения различных фаз одного массива была определена для некоторых массивов Забайкалья. Приведенные выше

(см. табл. 1) результаты определения возраста щелочных гранитов Кукинско-го массива показывают, что между внедрением пород первой и второй фаз был перерыв в 5–10 млн. лет. Для аналогичных пород Самартинского массива эта разница, возможно, доходит до 25 млн. лет (250 ± 8 млн. лет – I фаза и 225 ± 8 млн. лет – II фаза [7, 8]). При исследовании Салминского массива гранитов рапакиви на Балтийском щите [10] было установлено, что возраст всех трех фаз не отличается в пределах точности определения – 30 млн. лет (см. табл. 2). Эти данные позволяют сделать вывод, что время образования многофазных массивов ограничивается 20–30 млн. лет. Близкие значения этого интервала можно встретить и в литературе: например, для Сардинского батолита (Италия) разница во времени внедрения различных фаз авторами оценивается в 20 млн. лет [18]. Кажется логичным, что длительность образования многофазных массивов должна соответствовать и времени образования интрузивных комплексов, поскольку причины возникновения тех и других одни и те же. Так, длительность образования многофазных витимканского и куналейского комплексов в Западном Забайкалье нами определяется примерно в 20–30 млн. лет [7], а в амананского комплекса в Восточном Забайкалье – в 20 млн. лет [2].

Длительность формирования вулканоплутонических комплексов, видимо, может быть несколько меньше. В частности, разница во времени образования пермских вулканитов белоурюмской свиты и комагматичных им интрузий первой фазы амананского комплекса в Восточном Забайкалье составляет примерно 15 млн. лет [1], как и для юрских вулканических пород могочинской свиты и интрузий амуджиканского комплекса, развитых в том же регионе ([2] и неопубликованные данные автора).

Абсолютная длительность этапов магматической активизации нами была установлена при изучении магматизма в Восточном Забайкалье [1, 2]. Пермский этап начался с образования вулканитов белоурюмской свиты 268 млн. лет назад. Затем произошло образование амананского и вылахтинского комплексов (240–255 млн. лет), а завершился этот этап внедрением интрузий субщелочных гранитов нерчуганского комплекса (230 млн. лет). Таким образом, длительность этапа составила приблизительно 40 млн. лет. Значительно позднее, уже в юрское время, после длительного амагматичного периода наступил новый этап активизации, начавшийся с образования вулканических пород могочинской свиты (168 млн. лет) с последующим внедрением интрузий амуджиканского и итыкендинского комплексов (145–160 млн. лет). На заключительной стадии этого этапа образовался дотулурский комплекс (143 млн. лет назад), что определяет длительность этапа в ~ 25 млн. лет. Представляет интерес тот факт, что по своей формационной принадлежности и последовательности образования продукты магматизма пермского и юрского этапов идентичны, с разницей во времени образования формационных аналогов ~ 100 млн. лет.

Полученные оценки длительности этапов магматизма относятся к эпохам так называемой тектоно-магматической активизации и в общем находят подтверждение и в других регионах [17, 27], не превышая 40–50 млн. лет. Вместе с тем следует иметь в виду, что длительность магматических процессов различных этапов развития геосинклиналей может оказаться и больше.

Исходя из общих соображений представляется, что все проявления магматизма так или иначе являются отражением глубинных, мантийных, процессов, в результате которых в кору поступает вещество и (или) энергия. Таким образом, определяя длительность процессов магматизма, особенно этапов магматической активизации, мы тем самым подходим и к определению временных характеристик процессов в мантии ("мантийной активизации"), что, по-видимому, чрезвычайно важно при рассмотрении эволюции Земли и ее основных элементов — ядра, мантии, коры. В силу этого автор считает необходимым (в порядке обсуждения) рассмотреть следующий вопрос. Он связан с обнаружением в ряде регионов приблизительно одинаковой разницы во времени образования одноформационных магматических пород, сформировавшихся в ходе процессов активизации. Эта разница оставляет 80—120 млн. лет и фиксируется (по нашим данным) для гранитов рапакиви Балтийского щита [10], активизационных гранитоидов Восточного Забайкалья [2], одноформационных гранитов Казахстана [4]. Такая же ситуация отмечается для рапакивиподобных гранитов кодарского комплекса в Байкальской горной области и щелочных пород Сангилен (неопубликованные данные автора). Существовало, что в каждом из этих регионов такой двойной магматизм проявляется один раз, а представляющие его породы по геологическим и изотопным данным имеют мантийное или нижнекоровое происхождение. Все это может указывать на проявление в мантии какого-то процесса, занимающего вполне определенное место в ее эволюции, одной из отличительных черт которого является двустадийный характер.

Если такой вывод справедлив, то из него вытекает ряд важных следствий. Во-первых, несмотря на разницу примерно в 100 млн. лет, не менее чем в два раза превышающую устанавливаемую длительность эпох тектоно-магматической активизации, образования такого рода должны рассматриваться как производные одного процесса, но разных его подэтапов. Во-вторых, часто отмечаемая при этом связь одного или обоих подэтапов с процессами в соседних геосинклинально-складчатых областях носит только временной, а не причинно-следственный характер. В этом смысле процессы активизации должны рассматриваться как автономные по отношению к процессам в геосинклиналях, т.е. однопричинные по энергетическому источнику, но разным образом проявленные в структурах различной степени жесткости. В-третьих, из имеющихся данных вытекает, что при "двустадийном" активизационном магматизме более продуктивным на полезные ископаемые является магматизм завершающей стадии (массивы Лайтила и Салминский на Балтийском щите, амуджиканский комплекс в Восточном Забайкалье).

В заключение хочется еще раз подчеркнуть, что выяснение длительности магматических процессов требует специальных работ. Информация, которая при этом будет получена, принципиально важна для развития как геологии вообще, так и геохронологии в частности.

1. Александров Г.В., Рублев А.Г. Новые данные о возрасте белоурюмской (куйтунской) свиты в Северо-Восточном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1981, 258, № 2, с. 432–435.
2. Александров Г.В., Рублев А.Г. Новые данные о возрасте и металлоносности амананского, амуджиканского и нерчуганского комплексов СВ Забайкалья. — В кн.: Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 141–147.
3. Бибикова Е.В., Наумов Г.В., Шуколюков Ю.А. Изотопное датирование процессов формирования гранитоидов. — В кн.: Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983, с. 251–259.
4. Добрецов Г.Л., Белов В.А., Яковлева Л.В. О каледонском гранитоидном магматизме Западного Тарбагатая. — Сов. геология, 1982, № 8, с. 87–94.
5. Добрецов Н.Л., Попов Н.В. О длительности формирования гранитоидных plutонов. — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 50–60.
6. Козубова Л.А., Миркина С.Л., Рублев А.Г., Чухонин А.П. Радиологический возраст и особенности состава Чивыркуйского плутона (Байкальская горная область). — Докл. АН СССР, 1980, 251, № 4, с. 948–951.
7. Рублев А.Г. Применение К–Аг метода для датирования фанерозойских интрузивных комплексов (на примере Западного Забайкалья). — Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 43 с.
8. Рублев А.Г., Козубова Л.А. О пермском возрасте щелочных интрузий куналейского комплекса в Западном Забайкалье. — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 5, с. 1197–1199.
9. Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А., Лебедев П.Б. Возраст и некоторые генетические особенности пород куналейского комплекса в Западном Забайкалье по данным Rb–Sr метода. — Докл. АН СССР, 1979, 246, № 5, с. 1199–1202.
10. Шергина Ю.П., Ларин А.М., Чухонин А.П. и др. Возраст Салминского массива гранитов рапаксиви и связанного с ним оруденения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 12, с. 64–76.
11. Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Лебедев П.Б. Rb–Sr датирование гранитоидов, затронутых процессами альбитизации. — Геохимия 1983, № 12, с. 1699–1705.
12. Besang C., Harre W., Kreuzer H. et al. Radiometrische Datierung, geochemische und petrographische Untersuchungen der Fichtelgebirgsgranite. — Geol. Jb., 1976, Bd. E8, S. 3–71.
13. Bromfield C.S., Erickson A.J., Haddadin M.A., jun., Mehnert H.H. Potassium–argon ages of intrusion, extrusion and associated ore deposits, Park City mining district, Utah. — Econ. Geol., 1977, vol. 72, N 5, p. 837–848.
14. Currie K.L., Loveridge W.D., Sullivan R.W. The Deadman's Bay pluton, northeastern Newfoundland; U–Pb study of zircon reveals a Grenvillian component. — Pap. Geol. Surv. Canada, 1982, N 82-1C, p. 119–123.
15. Dallmeyer R.L., Odom A.L., O'Driscoll C.F., Hussey E.M. Geochronology of the Swift Current granite and host volcanic rock of the Love Cove Group, southwestern Avalon zone, Newfoundland: Evidence of a late Proterozoic volcanic-zubvolcanic association. — Canad. J. Earth Sci., 1981, vol. 18, N 4, p. 699–707.
16. Dallmeyer R.D., van Breeman O. Rb–Sr whole-rock and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of the Togus and Hallowell quartz monzonite and three mile pond granodiorite plutons, South-Central Maine: Their bearing on post-Acadian cooling history. — Contrib. Miner. and Petrol., 1981, vol. 78, N 1, p. 61–73.
17. Dallmeyer R.D., van Breeman O., Whitney J.A. Rb–Sr whole-rock and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages of the Hartland stock, South-Central Maine: a post-Acadian representative of the New Hampshire plutonic series. — Amer. J. Sci., 1982, vol. 282, N 1, p. 79–93.
18. Del Moro A., Di Simplicio P., Ghezzi C. et al. Radiometric data and intrusive sequence in Sardinian Batholith. — Neues Jb. Miner. Abh., 1975, Bd. 126, N 1, S. 28–44.
19. Dodson M.H. Theory of cooling ages. — In: Lectures in isotopic geology. B. etc.: Springer, 1979, p. 194–202.
20. Foland K.A., Henderson C.M.B. Application of age and Sr isotopic data to the petrogenesis of the Marangudzi ring complex, Rhodesia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 29, N 2, p. 291–301.

21. *Harrison T.M., Armstrong R.L., Naeser C.W., Harakal J.E.* Geochronology and thermal history of the coast plutonic complex, near Prince Rupert, British Columbia. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 16, N 3, p. 400–410.
22. *McCarthy T.S., Caethorn R.G.* Changes in initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during protracted fractionation in igneous complexes. — *J. Petrol.*, 1980, vol. 21, N 2, p. 245–264.
23. *Richards J.R., Singleton O.P.* Paleozoic Victoria, Australia: Igneous rocks, ages and their interpretation. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1981, vol. 28, N 3/4, p. 395–421.
24. *Vaasjoki M.* Rapakivi granites and other postorogenic rocks in Finland, their age and the lead isotopic composition of certain associated galena mineralisations. — *Bull. Geol. Surv. Finl.*, 1977, N 294, p. 1–64.

УДК 553.3:550.42

И.П. Луговая, В.Н. Загнитко

ГЕНЕЗИС ДОКЕМБРИЙСКИХ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ И ЖЕЛЕЗИСТО-КАРБОНАТНЫХ ФОРМАЦИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Докембрийские железисто-кремнистые формации¹ широко распространены во многих районах мира. На территории Советского Союза крупнейшие из них расположены на Украинском, Воронежском, Балтийском и Центрально-Казахстанском щитах.

Совмещенный тип железисто-кремнистой и железисто-карбонатной формации, встреченный на Украинском щите (УЩ) в районе Среднего Побужья, является уникальным, поэтому изучение его изотопными методами представляет не только теоретический, но и практический интерес.

Проведенное нами комплексное изотопно-геохимическое и минералогическое петрографическое исследование указанных формаций посвящено решению вопроса генезиса железорудных месторождений.

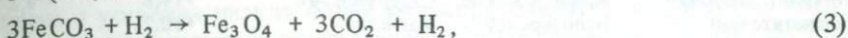
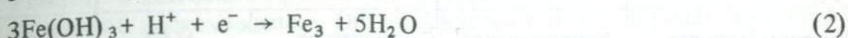
Железисто-кремнистая формация

Украинский щит представляет собой объект, на котором можно исследовать почти полный ряд метаморфического изменения железистых пород (от зеленосланцевой до гранулитовой фации метаморфизма). На столь благоприятном материале возможны также фациальные, возрастные и другие сопоставления.

Кварц является наиболее изученным в изотопном плане материалом. Для него установлен значительный диапазон вариаций величины $\delta^{18}\text{O}$ в различных генетических группах железорудных месторождений: от 6,0 до 18,5‰. С увеличением степени метаморфизма пород содержание изотопа ^{18}O в кварце уменьшается вследствие изотопного обмена кислорода с наиболее легкими по изотопному составу водой и магнетитом (рис. 1). Главным рудообразующим минералом в железистых кварцитах является магнетит, в высокотемпературных ассоциациях он единственный рудный минерал. Магнетит имеет сложное, полигенное происхождение [7]. По изотоп-

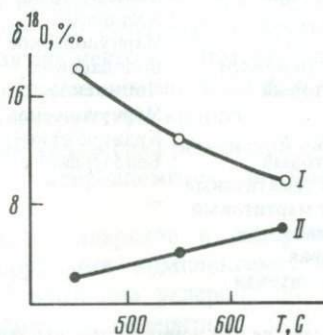
¹ Термин "формация" в данной статье обозначает сообщество пород, объединенных по литологическому признаку.

но-кислородным данным выделено две группы значений, соответствующие наиболее распространенным генетическим типам магнетита, образованным согласно реакциям:



где (1,2) — первично-осадочный и диагенетический магнетит; (3) — метаморфогенный магнетит, образованный при термической диссоциации сидерита.

Рис. 1. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ кварца (I) и магнетита (II) от степени метаморфизма железисто-кремнистых пород



По изотопному составу кислорода генетические группы магнетита отличаются (табл. 1). Так, первично-осадочный, или диагенетический, магнетит имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ от 2 до 5‰, а метаморфогенный магнетит заметно "тяжелее" по изотопному составу кислорода (6–15‰). Причина такого обогащения изотопом ^{18}O связана с образованием магнетита в изотопно-кислородном равновесии с углекислотой, в значительной мере обогащенной "тяжелым" изотопом кислорода.

В слабоизмененных при метаморфизме железистых кварцитах Кривого Рога максимальная величина $\delta^{18}\text{O}$ сидерита (сидероплезита) равна 20‰. Равновесный с этим сидеритом углекислый газ имеет значение $\delta^{18}\text{O} = 27,2$ ‰. Расчет величин $\delta^{18}\text{O}$ для магнетита, находившегося в изотопном равновесии с CO_2 , дает величину $\delta^{18}\text{O} = 11,4$ ‰. Эксперименты по термической диссоциации сидерита ($\delta^{18}\text{O} = 15$ ‰) в вакууме и в автоклаве при $P = 5$ кбар при температуре 500°C показали, что образующийся при этом магнетит имеет изотопный состав кислорода — 4,8 и 6,0‰ соответственно. Таким образом, изотопный состав кислорода магнетита, определенный расчетным и экспериментальным путями, хорошо согласуется с результатами изотопного анализа кислорода в магнетите, ассоциирующем с сидеритом (сидероплезитом) в слабо метаморфизованных железистых кварцитах Кривого Рога и Белозерского месторождения (см. табл. 1).

Наличие магнетитов с "промежуточными" значениями $\delta^{18}\text{O}$ (5–10‰), по-видимому, можно объяснить неоднородным вещественным составом осадочных толщ, существованием метастабильных минеральных ассоциаций, вариациями количественного и изотопного составов межпорового флюида в отдельных участках метаморфизирующихся толщ и мозаичным

Таблица 1. Распределение изотопов кислорода в рудных минералах железисто-кремнистой формации Украинского щита

Тип породы, руды *	Месторождения	Минерал	Средние значения, ‰	
			$\delta^{18}\text{O}$, (SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)
Кварцит карбонат-магнетитовый	Криворожское, Белозерское	Сидероплезит	+14,8	-9,2
		Магнетит	+10,2	-
Руда силикат-карбонат-магнетитовая	"	"	+10,1	-
Руда магнетитовая	"	"	+9,2	-
Кварцит амфибол-магнетитовый	Криворожское, Володарское, Зозовское, Мариупольское	"	+8,2	-
		"		
Кварцит пироксен-магнетитовый	Володарское, Побужское, Мариупольское	"	+7,0	-
		"		
Кварцит магнетитовый	Криворожское, Белозерское	"	+7,3**	-
		"	+3,7***	-
Кварцит гематитовый	"	Гематит	+3,8	-
Кварцит мартитовый	"	Мартит	-0,8	-
Руда гематит-мартитовая	"	Гематит + мартит	-1,2	-
Руда мартитовая	"	Мартит	-3,6	-

* В качестве руд приняты породы, содержащие 40% $\text{Fe}_{\text{общ}}$.

** Магнетит метаморфогенный.

*** Магнетит первично-осадочный или диагенетический.

характером равновесий. Кроме того, при выделении магнетита для изотопного анализа невозможно механическое разделение магнетитов разных генераций. Последнее, видимо, является одной из причин фиксирования "промежуточных" значений $\delta^{18}\text{O}$.

Нами обнаружена тенденция увеличения значения $\delta^{18}\text{O}$ магнетитов в железисто-кремнистых породах по мере увеличения степени метаморфической измененности этих пород (см. рис. 1). На первый взгляд этот факт неожиданный. Известно, что метаморфизм, как правило, приводит к облегчению изотопного состава кислорода в минералах, особенно в первично-осадочных породах, наиболее обогащенных изотопом ^{18}O . Однако в процессе метаморфизма в условиях, близких к закрытым, или в присутствии воды, изотопный состав которой имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ не ниже соответствующих значений для магнетита, происходит выравнивание изотопно-кислородного состава между магнетитом и кварцем; при этом кварц обогащается "легким", а магнетит "тяжелым" изотопом кислорода. При высоких температурах эта особенность проявляется более отчетливо.

В некоторых работах отмечается обратная зависимость — симбатное обеднение сосуществующих магнетита и кварца изотопом ^{18}O [2]. Причину такого явления следует искать, вероятно, в изотопном составе растворов, принимающих участие в метаморфическом преобразовании этих пород. Если вода, имеющая значения $\delta^{18}\text{O}$ достаточно низкие, чтобы понизить концентрацию "тяжелого" изотопа кислорода в магнетите, находящегося в изотопно-химическом равновесии с раствором (флюидом), была в достаточном количестве, то указанная выше зависимость будет прояв-

ляться. Поэтому распределение изотопов кислорода в системе кварц—магнетит—вода может быть разным в зависимости от ряда факторов, главными из которых были температура, природа раствора и соотношение объема твердой и жидкой фаз.

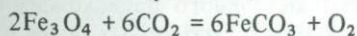
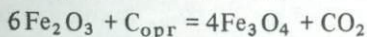
Гематит в железисто-кремнистых породах имеет, как правило, превично-осадочное происхождение. Он сохраняется лишь в породах, преобразованных в условиях низких фаций метаморфизма. Изотопный состав кислорода в гематите имеет довольно узкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$: от 2 до 5‰. Такие значения характерны для окислов железа первично-осадочного происхождения, и, видимо, незначительные метаморфические изменения гематитсодержащих парагенезисов не повлияли на первичное распределение изотопов кислорода в гематите. В то же время кварц в этих парагенезисах имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ на 7–10‰ "легче" по сравнению с кремнеземом современных осадочных бассейнов. Вероятно, некоторая потеря "тяжелых" изотопов кислорода происходила уже на стадии диагенеза осадков и приобретения кремнекислотой кристаллической структуры кварца.

Карбонатные минералы в образованиях железисто-кремнистой формации представлены чаще всего сидеритом, сидероплезитом, пистомезитом, редко — доломитом и анкеритом.

Характерной особенностью почти всех сидеритов и сидероплезитов, связанных с докембрийскими железорудными комплексами, является их значительное обогащение "легким" изотопом углерода до значений $\delta^{13}\text{C}$ -12 ‰. Так, в формации Бивабик для сидерита $\delta^{13}\text{C}$ составляет $(-1,08) \div (-17,0)$ ‰ [8], в формации Броклен-Айрон — $(-9) \div (-11)$ ‰ [14], на Курской магнитной аномалии — до -10 ‰ [10].

По нашим и литературным данным [18], значения $\delta^{13}\text{C}$ для сидеритов и сидероплезитов Криворожского и Белозерского железорудных месторождений составляют практически тот же диапазон (см. табл. 1).

Е. Перри совместно с Ф. Таном [3] и С. Ахмедом [18] изучили изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах железа железорудных формаций Бивабик и Кривого Рога. Подчеркивая присутствие органического вещества в древних бассейнах осадконакопления, эти авторы предполагают, что карбонаты железа образовались при диагенезе и начальной стадии метаморфизма в ходе следующих реакций:



Изотопный состав углерода в сидерите установился в результате обменной реакции с изотопно "легкой" углекислотой.

Р. Бекер и Р. Клейтон [14], изучившие распределение изотопов углерода в сидеритах железистой формации Западной Австралии, отмечают специфику условий образования железисто-карбонатных осадков, определившую столь необычный для карбонатов изотопный состав углерода. Замкнутость бассейна осадконакопления, отсутствие условий для интенсивного перемешивания и аэрации вод, значительные количества органического вещества способствовали установлению изотопного равновесия между сосуществующими формами углерода. Кроме того, вышеупомянутые исследователи указали на возможность поступления в бассейн осадконакопления изотопно "легкого" углерода в процессе вулканической деятельности.

Сопоставление изотопного состава углерода в карбонатах железа из железорудных формаций архея (Белозерка, Хамерслей) и протерозоя (КМА, Кривой Рог, Бивабик) свидетельствует о близких палеофациальных условиях накопления железисто-карбонатного материала в докембрии. Спецификой карбонатно-железистой фации было осаждение материала в замкнутых бассейнах в условиях, близких к застойным, в присутствии значительного количества органического вещества. По всей видимости, в природных условиях реализовались оба механизма формирования изотопного состава углерода в карбонатах железа как на стадии осадконакопления и диагенеза [14], так и при метаморфизме железисто-кремнистых пород [8].

Мартит является главным рудным минералом в окисленных железистых породах и богатых рудах. Основной вопрос, который дискутируется при обсуждении генезиса этих образований, — об источнике окислительных растворов. При этом предполагается два основных источника: гипогенные, связанные с глубинными процессами, проникающие снизу от гипотетических магматических очагов, и гипергенные, т.е. поверхностные воды, поступающие сверху по трещинам и разломам. Применение изотопных методов позволило отдать предпочтение второй точке зрения, поскольку значения $\delta^{18}\text{O}$ мартитов (от -1 до -4‰) указывают на изотопно "легкий" источник кислорода, послужившего окислителем для мартитов (см. табл. 1). Полученные нами результаты анализа изотопного состава кислорода в марритах из окисленных железистых пород и богатых руд Криворожского и Белозерского месторождений хорошо согласуются с литературными данными для окисленных формаций ClifA и Венесулы [16].

Разрушение кристаллической решетки магнетита и образование маррита возможно лишь при циркуляции водных растворов. Главными факторами, определившими значения $\delta^{18}\text{O}$ маррита, были температура, исходный изотопный состав магнетита и раствора, длительность процесса, а также соотношение количества породы и раствора.

По мнению большинства исследователей, мартитизация происходила при температурах порядка $25-100^\circ\text{C}$ [13]. Используя эти значения температуры и данные $\delta^{18}\text{O}$ мармитовых руд, мы провели по калибровочному графику И. Фридмана и Дж. О'Нила [15] расчет изотопного состава кислорода вод, находившихся в изотопно-химическом равновесии с мармитом, и получили диапазон значений $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ от $-6,3$ до $-1,1\text{‰}$. Такой изотопный состав кислорода имеют только воды метеорного происхождения. Метаморфогенные и глубинные воды отличаются от метеорных более высоким содержанием изотопа ^{18}O [9]. Таким образом, зафиксированное нами уменьшение содержания "тяжелого" изотопа кислорода в окисленных породах и отрицательные относительно стандарта SMOW значения $\delta^{18}\text{O}$ в мармитовых рудах убедительно доказывают метеорное (поверхностное) происхождение рудообразующих растворов.

Железисто-карбонатная формация

При поисковых работах на железные руды на территории Среднего Побужья были выявлены своеобразные железисто-карбонатные образования. Минеральный состав этих пород весьма пестрый: магнетит, доломит, кальцит, брейнерит, форстерит, диопсид, серпентин, флогопит, графит,

Таблица 2. Изотопный состав вмещающих пород и рудных ассоциаций железисто-карбонатной формации

№ проб	Порода	Содержание Fe _{общ}	Изотопный состав					
			δ ¹⁸ O(SMOW)		δ ¹³ C(PDB)		87Sr/86Sr	
			Магнетит	Карбонат	Кварц	Карбонат		Графит
48	Вмещающий мрамор	1,80		20,9		+0,9		0,7028
18378/74	То же	3,16		20,4		+0,9		0,7031
18378/76	"	3,66		19,8		+1,0		
18378/75	Вмещающий кальцифир	4,18		19,9		+0,5		
18507/58	То же	6,16		17,0		-0,3		0,7204
18502/62	Кальцифир в рудной зоне	6,58		11,7		-2,0		
М-7	Оруденевший кальцифир	21,56	+0,6	11,9		-3,4		
18375/92	То же	22,8		11,0		-3,4		
18502/63	"	31,7	+0,8	11,2		-4,2		
18375/56	Карбонат-магнетитовая руда	44,17	+0,5	11,8		-4,9		0,7072
18391/96	То же	41,26	+4,5	15,6		-4,9	-10,3	
18378/72	"	44,16	+4,6	15,8		-5,9	-10,9	0,7162
15017/86	Скарн		+4,1	13,5		-4,0		
18507/57	Вмещающий гнейс		+1,1		-7,5			
18375/70	Железистый кварцит		+0,1		+4,1			
18379/69	То же		+1,8		+9,3			
18500/68	"		-0,2		+8,0			
18500/66	"		+0,5		+8,8			
18377/169	Кальцифир			16,7		-2,5	-9,8	
18377/168	Графитовый гнейс						-35,8	
К-481/963	Карбонатит			10,1		-5,7		0,7006

редко тремолит, паргасит. Некоторые особенности геологического строения этих проявлений и их минерального состава дают основание для сравнения их с такими хорошо изученными сибирскими месторождениями, как Таежное, Пионерское, Леглиерское и др. [1]. Относительно происхождения этих месторождений нет единого мнения, тем более дискусионен вопрос о генезисе сравнительно недавно обнаруженных на Среднем Побужье железисто-карбонатных пород и руд. М.А. Ярошук [12] придерживается точки зрения о скарново-метасоматическом образовании этих объектов. В.М. Кравченко [6] стоит на позиции их первично-осадочного происхождения. В производственных отчетах по этому району высказываются даже предположения о том, что это карбонатиты.

Нами изучен изотопный состав углерода и кислорода в карбонатных минералах, кислорода в магнетите и кварце, углерода в графите (табл. 2). Карбонатные минералы рудных зон характеризуются довольно широким диапазоном значений δ¹³C (-5,0 ÷ +0,1‰) и δ¹⁸O (12,3 ÷ +16,8‰). При этом наблюдается отличие в изотопном составе как по кислороду, так и по углероду в карбонатах из рудных зон, находящихся в парагенезисе с магнетитом, от карбонатов из вмещающих толщ. Разница составляет 3-4‰ по кислороду и углероду.

Особенно информативным оказался изотопный состав углерода из рудных зон. Была выявлена четкая зависимость между изотопным составом углерода карбоната и количеством ассоциирующего с ним магнетита или $Fe_{общ}$ (рис. 2). Характерно также, что и химический состав карбонатов по мере увеличения общей железистости пород изменяется от известково-магнезиальных в безрудных и малорудных ассоциациях через магнезиальные и известково-магнезиальные в породах, содержащих 10–20% магнетита, до магнезиально-железистых в рудных зонах (30–50% магнетита) [5]. Изотопный состав углерода в карбонатах в такой последовательности пород изменяется от +0,1 до $-5,9\text{‰}$ (см. табл. 2).

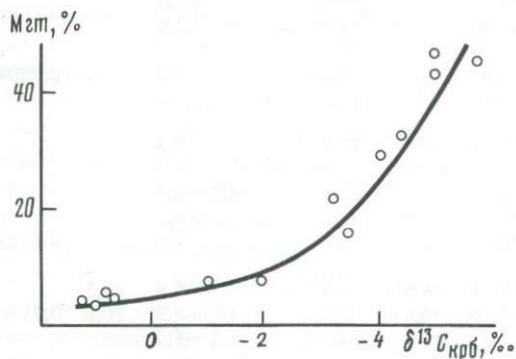


Рис. 2. Зависимость $\delta^{13}C$ карбоната (доломита, кальцита) от содержания магнетита в железисто-карбонатных породах Среднего Побужья

Изотопный состав кислорода в карбонатах из рудных зон на 3–4‰ "легче", чем в безрудных толщах; однако корреляция $\delta^{18}O$ карбоната с содержанием $Fe_{общ}$ не наблюдается.

Магнетит в карбонатно-железистых породах по изотопному составу характеризуется довольно широким диапазоном значений $\delta^{18}O$ — от +0,6 до +4,5‰. Такой разброс величин $\delta^{18}O$ магнетита не характерен для первично-осадочных месторождений, где он определяется только температурными условиями образования и количеством сосуществующих карбонатов. Наиболее "тяжелые" значения $\delta^{18}O$ имеет магнетит в карбонатно-железистых образованиях явно метасоматического облика, с обильными и крупными выделениями моноклинного пироксена. Близкий изотопный состав кислорода определен нами в магнетите из карбонатно-магнетитовой руды Таежного месторождения. В то же время для практически бескарбонатных руд, перемежающихся с карбонатсодержащими и состоящих только из гипперстена и магнетита, значения $\delta^{18}O$ очень низкие, порядка $+0,2 \div +1,8\text{‰}$.

Графит в карбонатно-железистых породах присутствует только в участках максимального обогащения магнетитом. Обычно в ассоциации с ним находятся доломит или брейнерит, оливин, флогопит, серпентин. Количество графита в таких участках может достигать 10%, размер зерен доходит до 1–2 мм. Изотопный состав был определен в трех образцах, значения $\delta^{18}O$ графита составляют $-10,6 \div -13,1\text{‰}$, т.е. близки к изотопному составу графита из безрудных карбонатных толщ, вмещающих магнитные аномалии Среднего Побужья. Следует отметить, что значения $\delta^{13}C$ для графитов из карбонатных толщ Завальевского графитового месторождения несколько выше ($-3,6 \div -9,0\text{‰}$), но этот вопрос — отдельная проблема, решению которой посвящены работы З.В. Шабо и Г.П. Мамчура [11].

С целью более всестороннего решения генетических вопросов на указанных объектах помимо изотопного анализа кислорода и углерода проведено определение изотопного состава стронция в рудных зонах и вмещающих карбонатных породах (см. табл. 2). Для составления был определен изотопный состав стронция в карбонатных породах других районов (УЩ), первично-осадочное происхождение которых не вызывает сомнения, а также в карбонатитах Приазовья (см. табл. 2).

Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в рудных зонах в одних случаях повышены, в других — понижены по сравнению с вмещающими породами. Этот факт свидетельствует о совершенно различных путях становления таких пород. Примечательно, что отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в мраморах Слюсаревского месторождения сопоставимы с таковыми в карбонатитах. Подобные отношения изотопов стронция уже фиксировались в раннедокембрийских образованиях [3], и объясняются они либо спецификой изотопно-стронциевого состава докембрийских бассейнов вообще, либо особенностями конкретного бассейна в частности, областями сноса для которого служили очень молодые основные породы.

В мраморах других районов УЩ вариации изотопного состава стронция не выходят за пределы обычных для протерозойских осадочных карбонатов отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Обращает на себя внимание очень низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7006$ для карбонатитов Новополтавского массива. Такие значения, по-видимому, объясняются тем, что эти карбонатиты — одни из древнейших в мире, и они в какой-то мере характеризуют изотопный состав стронция в мантии на тот период [4].

Полученные изотопные данные, а также учет особенностей минералогического и химического составов железисто-карбонатных пород и руд подтверждают метасоматическое (скарновое) происхождение этих образований в Среднем Побужье. Зависимость изотопно-углеродного состава карбонатов из рудной зоны от количества ассоциирующего с ними магнетита указывает на степень метасоматической переработки первично-осадочных карбонатных толщ, являющихся средой рудоотложения. Количество привнесенного рудного материала, очевидно, было пропорционально степени переработки толщ, а это, в свою очередь, обусловило, во-первых, степень декарбонатизации рудовмещающих карбонатов, во-вторых, степень обмена их с углеродом метасоматических флюидов, которые имели более легкий изотопный состав углерода, чем первично-осадочные карбонаты. Таким образом, именно метасоматическая переработка ответственна за обогащение рудных участков изотопом ^{12}C .

Изотопно-кислородные данные не противоречат этому выводу. Учитывая большое насыщение метасоматических флюидов кислородсодержащими компонентами, достаточно было небольшой степени метасоматической переработки карбонатных пород, чтобы установилось изотопное равновесие между карбонатами и флюидом. Дальнейшая метасоматическая переработка пород не отразилась на изотопном составе кислорода карбонатов, образующихся или остающихся в зонах рудоотложения, при условии более или менее стабилизированного изотопного состава кислорода метасоматического флюида. По расчетным данным при температуре 500°C

равновесный с доломитом (11–12‰) и магнетитом (1–2‰) флюид имеет величину $\delta^{18}\text{O}$ порядка 7–8‰. Такой изотопный состав кислорода характерен для растворов, находящихся в изотопном равновесии с магматическими породами. Характерно, что изотопно-углеродный состав карбонатов из зон максимальной концентрации рудного вещества ($\delta^{13}\text{C} = -5,9\text{‰}$) также приближается к значениям $\delta^{13}\text{C}$, принимаемым как "глубинные".

Изотопный состав графита в карбонатно-магнетитовых парагенезисах тоже указывает на его метасоматическое происхождение. Если предположить равновесное распределение изотопов углерода между сосуществующими графитом и карбонатами, то температура образования этих парагенезисов составляла 490–520°C [19]. По геотермометру Боттинга [15], температуры получаются явно завышенными (718°C). По-видимому, более приемлемым следует считать первый вариант расчета температур, и на основании их нами выполнен расчет изотопного состава кислорода рудообразующих метасоматических флюидов.

Метасоматический характер флюида предполагается Лондергреном, изучившим распределение изотопов углерода в скарновых рудах и вмещающих их карбонатных породах Центральной Швеции [17].

Точка зрения о метасоматическом происхождении железных руд, залегающих среди железисто-карбонатных пород Среднего Побужья, подтверждается данными по изотопному составу стронция. Только такой способ образования этих руд объясняет, во-первых, высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них; во-вторых, отличие этих отношений от таковых для вмещающих пород; в-третьих, большую разницу между изотопным составом стронция для однотипных пород, отобранных в разных участках.

Таким образом, с изотопных позиций наиболее обоснована точка зрения о скарново-метасоматическом происхождении железисто-карбонатных пород и руд Среднего Побужья. Мобилизация железа происходила на стадии ультраметаморфического преобразования вулканогенно-осадочных толщ этого района. Учитывая широкое развитие железистых кварцитов, отдельные останцы которых наблюдаются в полях ультраметаморфических гранитоидов, можно предположить, что огромная масса железа, высвобождаемого в результате такого замещения, транспортировалась на постмагматическом этапе во вмещающие слои и отлагалась там в благоприятных для рудоотложения зонах. Одними из таких зон явились ослабленные участки в карбонатных породах. Такие выводы подтверждаются геологическими, петрографическими и структурными наблюдениями [1, 5; 12].

1. Изотопный состав кислорода и углерода в породообразующих и рудных минералах в большинстве случаев является хорошим индикатором условий образования и последующих преобразований пород и руд.

2. Аномально низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ практически во всех карбонатах железа докембрийских железисто-кремнистых формаций указывают на специфику фациальных условий осадкообразования в древних бассейнах.

3. Влияние регионального метаморфизма на железистые кварциты проявляется в обогащении магнетита изотопом ^{18}O и обеднении этим изотопом сосуществующего с ним кварца при условии изотопного обмена кислорода между этими минералами в присутствии растворов, наследую-

щих изотопный состав вод бассейна осадконакопления или близких к такому.

4. Кислородно-изотопные данные указали на гипергенный характер процесса мармитизации магнетита в породах и рудах Криворожского и Белозерского месторождений.

5. Изотопный состав кислорода, углерода и стронция в минералах железисто-карбонатных образований и вмещающих пород Среднего Побужья свидетельствует о скарново-метасоматическом происхождении карбонатно-магнетитовых руд. По мере развития метасоматического процесса происходило прогрессивное облегчение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов в рудных зонах. Изотопный состав углерода карбонатов из этих зон связан с количеством магнетита прямой зависимостью.

ЛИТЕРАТУРА

1. *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 зон тектоно-магматической активизации. — Геол. журн., 1977, т. 37, вып. 6, с. 18–26.
2. *Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Шавлов В.И., Амосов Х.Б. и др.* Изотопно-кислородное исследование магнетитов из железорудных месторождений различного генезиса. — В кн.: Тез. докл. VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1976, с. 31–33.
3. *Гамильтон Э.И.* Изотопный состав стронция и проблема происхождения щелочных пород. — В кн.: Радиометрическое датирование. М.: Атомиздат, 1973, с. 317–334.
4. *Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г.* Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наук. думка, 1981. 225 с.
5. *Загнитко В.Н.* Особенности изотопного и вещественного состава карбонатных пород Среднего Побужья и их генезис. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1976, с. 199–205.
6. *Кравченко В.М., Ганноцкий В.И., Мальмет Ж.Г.* Предпосылки и методы поисков новых формационных типов железорудных месторождений на Украинском щите. — Геол. журн., 1976, т. 36, вып. 4, с. 3–12.
7. *Мельник Ю.П.* Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев: Наук. думка, 1973. 287 с.
8. *Перри Ю.К., Тан Ф.К.* Вариации изотопного состава углерода в карбонатах железистой формации Бивабик. — В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972, с. 314–319.
9. *Тейлор Г.П.* Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 101–128.
10. *Тимофеева З.В., Донцова Е.И., Прохоров В.С.* Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов железорудного комплекса КМА. В кн.: Тез. докл. VIII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1980 г., с. 154–155.
11. *Шабо З.В., Мамчур Г.П.* Исследование изотопного состава графита и карбонатов Завальевского месторождения. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1973, т. 209, № 1, с. 209–212.
12. *Ярошук М.А., Богатырев В.Ф., Ионис Г.И.* Особенности формирования железорудных месторождений в породах гранулитовой фации Белоцерковско-Одесской зоны. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981, с. 264–278.
13. *Юрч Ю.Ю.* Процессы мармитизации и образования маррита в породах и рудах Криворога. — В кн.: Материалы по минералогии Украины. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с. 58–80.
14. *Becker R.H., Clayton R.N.* Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron formation in Western Australia. — Geochim. et cosmochim. acta, 1972, vol. 36, N 5, p. 577–595.
15. *Friedman B.I., O'Neil J.R.* Isotope separation factors for the stable isotopes of hydrogen,

- carbon, oxygen and sulfur ore plotted as a function of temperature. — In: Degrees Celsius-data of geochemistry 6th ed. Wash. (D.C.), 1977, chap. KK. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest, p. 107.
16. James H.L., Clayton R.N. Oxygen isotope fractionation in metamorphosed iron formation of the Lake Superior region and in other iron-rich rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. honor. A.F. Buddington, p. 217–239.
17. Landergren S. The content of ^{13}C in the graphite-bearing magnetite ore and associated carbonate rocks in the Norberg mining district, Central Sweden. — Geol. fören. Stockholm förhandl., 1961, vol. 83, N 2, p. 218.
18. Perry E.S., Ahmad S.N. Oxygen isotope determinations of quartz and magnetite from Krivoj Rog, USSR. — В кн.: Тез. докл. VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1978, с. 325–326.
19. Valley J.M., O'Neil J.R. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ exchange between calcite and graphite: A possible thermometer in Grenville marbles. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 3, p. 411–419.

УДК 550.93

Л.А. Неймарк

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УРАН–СВИНЦОВОГО МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ ПО ПОРОДЕ В ЦЕЛОМ

Определение возраста геологических объектов по результатам анализа состояния изотопно-геохимических систем образцов пород в целом по сравнению с датированием минералов имеет ряд преимуществ, основное из которых заключается в интегрирующей способности породы в целом, остающейся в ряде случаев закрытой системой при открытости систем минералов в результате миграции материнских изотопов и продуктов их распада под влиянием различных наложенных процессов. Сложность датирования по породам заключается в необходимости учета больших количеств изотопов дочернего элемента нерадиогенной природы. Преодолеть эту сложность удалось с разработкой так называемой "изохронной модели", которая была предложена Л. Николайсеном [23] более 20 лет назад и до настоящего времени является основным средством в руках геохронологов для определения возраста пород различного генезиса в широком временном интервале с помощью U–Pb, Rb–Sr и Sm–Nd методов датирования. Суть этой модели заключается в том, что для серии образцов когенетических одновозрастных пород, обладавших одинаковым изотопным составом дочернего элемента во время t_1 , определяемое как "возраст" объекта, и остававшихся геохимически замкнутыми системами вплоть до момента исследования, должна наблюдаться линейная зависимость, описываемая уравнением

$$\left(\frac{D_i}{D_j}\right)_0 = (\exp \lambda t_1 - 1) \left(\frac{M_i}{D_j}\right)_0 + \left(\frac{D_i}{D_j}\right)_{t_1} \quad (1)$$

В этом уравнении символом D обозначена концентрация изотопов дочернего элемента, а M — материнского. Индекс "0" относится к настоящему моменту времени.

В связи с тем, что изохронная модель является очень упрощенным приближением к реальным природным ситуациям, внимание исследователей обычно уделялось вопросам, связанным с установлением степени соответствия исследуемых образцов изохронной модели, проверке геохимической закрытости систем, разработке статистических критериев прямолинейности получаемых изохронных зависимостей и способов вычисления параметров линий регрессии [2, 7, 12, 13, 19, 28]. Однако вопрос о геохимических причинах возникновения изохрон, связанных с вариациями в отношении материнский/дочерний изотоп и обусловленных ими вариациями в изотопном составе дочернего элемента, почти не обсуждался.

Зачастую для изотопных исследований с последующим построением изохрон по результатам предварительного анализа (скажем, рентгено-спектрального) из серии образцов отбираются пробы с максимально различающимися концентрационными отношениями материнского и дочернего элементов. Такая процедура позволяет повысить точность вычисления параметров изохронной зависимости и, соответственно, определения "возраста", однако не вполне ясно, насколько она геохимически оправдана.

Следует отметить, что при полевом геологическом опробовании объекта когенетичность и одновозрастность образцов во многом контролируется постоянством их состава и однозначностью пространственной связи обнажений, из которых они отбираются. При значительных вариациях в химическом составе образцов, даже если породы, из которых они отобраны, по геологическим данным относятся к единому геологическому телу (скажем, различные фазы одного интрузивного комплекса), нет уверенности в соблюдении условия одновозрастности и одинаковости первичного изотопного состава дочернего элемента. Таким образом, изохронная модель содержит в себе некоторое противоречие, заключающееся в том, что, с одной стороны, требуется когенетичность и одновозрастность исследуемых образцов, во многом определяемые постоянством их химического и минерального состава, а с другой — необходимы вариации в изотопных отношениях дочернего элемента, причем при максимальных вариациях возраст может быть определен наиболее точно.

Настоящая работа посвящена попытке проанализировать некоторые из геохимических причин возникновения изохронных зависимостей в уран-свинцовом методе датирования по образцам породы в целом. Следует отметить, что аналогичные задачи стоят и для других изотопно-геохронологических систем и предлагаемый подход может быть применен и к ним.

Из приведенного выше уравнения изохронной зависимости (1) следует, что вариации в изотопном составе дочернего элемента пропорциональны

изменениям величины $\left(\frac{M_i}{D_j}\right)$, т.е. разбросу концентрационных отношений

материнского и дочернего элементов. Считая, что концентрация элемента в породе есть случайная величина (хотя это не вполне строго), можно рассматривать "размах" изохроны как функцию дисперсии величины $\left(\frac{M_i}{D_j}\right)$.

Дисперсия этого отношения зависит не только от дисперсий величин M и D , но и от степени их коррелятивной связи. Для малых относительных диспер-

сий справедлива формула, которую легко получить из выражения для дисперсии отношения [11]:

$$\frac{\delta_M^2}{D} = \frac{\delta_M^2 + 1}{\delta_D^2 + 1} \left(\frac{\delta_M^2}{1 + \delta_M^2} + \frac{\delta_D^2}{1 + \delta_D^2} - 2r \delta_M \delta_D \right). \quad (2)$$

В выражении (2) $\delta_M = \frac{S_M}{M}$, где S_M — корень из дисперсии величины M , а r — коэффициент корреляции между M и D . Выраженное в процентах значение δ_M представляет собой коэффициент вариации величины M . После некоторых упрощений для условия $\delta \ll 1$ из выражения (2) можно получить

$$\delta_{M/D}^2 = \delta_M^2 + \delta_D^2 - 2r \delta_M \delta_D. \quad (3)$$

Из выражения (3) следует, что при близких значениях коэффициентов вариации величин M и D коэффициент вариации их отношения может приближаться к нулю, если величины M и D (концентрации материнского и дочернего элементов) связаны тесной положительной корреляционной связью. Следовательно, наличие такой связи должно приводить к уменьшению вариаций в изотопном составе дочернего элемента и к уменьшению "растяжки" изохроны. Отрицательная корреляционная связь должна давать обратный эффект. Так, например, для серии образцов пород, имеющих возраст 2 млрд. лет, характеризующихся средней величиной $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 10$ и вариациями в концентрации урана — 30%, а свинца — 20%, согласно уравнениям (1) и (2) ожидаемые вариации в отношении $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ должны составить: а) при $r = +0,9-2,3\%$; б) при $r = 0-6,9\%$; в) при $r = -0,9-9,5\%$.

Рассмотрим, как должны меняться концентрации U и Pb в различных геологических процессах, и в первую очередь при магматической дифференциации, так как именно этому процессу принадлежит ведущая роль в формировании земной коры и он сопровождается эффективным фракционированием химических элементов.

Среди многообразия моделей процессов плавления и кристаллизации горных пород (парциальное плавление, плавление нарастающей порцией, Рэлеевское плавление, фракционирование кристаллов, зонная плавка и др. [4, 15]) рассмотрим парциальное плавление и фракционную кристаллизацию. Именно этим двум процессам принадлежит доминирующая роль при фракционировании химических элементов в ходе формирования магматических пород. Парциальное плавление (в основном) обеспечивает перераспределение элементов при отделении порции магмы в результате неполного плавления пород субстрата (например, при высплавлении базальтовой магмы из мантии).

Простейшая модель парциального плавления предусматривает нахождение расплава на месте плавления в химическом равновесии с твердым остатком. При этом концентрация элемента в магме (C_L) связана с концентрацией в исходном нерасплавленном субстрате (C_0) выражением

$$\frac{C_L}{C_0} = (F + K - FK)^{-1}, \quad (4)$$

где F — доля образовавшегося расплава, равная отношению массы жидкой

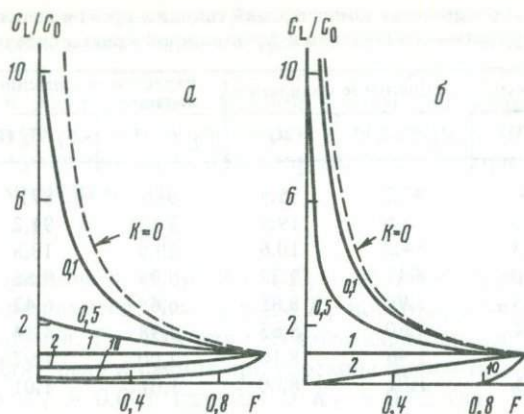


Рис. 1. Теоретическое распределение концентраций элементов-примесей в расплаве в процессе парциального плавления (а) и фракционной Рэлеевской кристаллизации (б) в зависимости от массовой доли жидкой фазы (F) [4]

фазы к массе всей системы; K — комбинированный коэффициент распределения элемента, равный $K = \sum \omega_i K_i$, где K_i — коэффициент распределения элемента между i -ой минеральной фазой и расплавом и который для элементов-примесей равен отношению концентрации элемента в минерале к концентрации в равновесном с минералом расплаве; ω_i — процентное содержание минерала в твердой фазе.

Теоретическое распределение содержаний элементов-примесей в расплаве в процессе парциального плавления в зависимости от степени плавления (F) показано на рис. 1, а.

В связи с тем, что затвердевание расплава происходит в некотором температурном интервале (от температуры ликвидуса до температуры солидуса), магма при кристаллизации представляет смесь твердой и жидкой фаз. Воздействие на кристаллы гравитационных сил может привести к их удалению от контакта с расплавом. Такой механизм сепарации кристалл-жидкость называется фракционной кристаллизацией и описывается законом Рэлея, который для этого случая имеет вид [4]

$$\frac{C_L}{C_0} = F^{(K-1)}, \quad (5)$$

где F — весовая доля оставшегося расплава; C_0 — исходная концентрация элемента в первичной магме, а C_L — его концентрация в остаточном расплаве.

Зависимость концентрации элемента в остаточном расплаве от степени фракционной кристаллизации показана на рис. 1, б. Отметим, что описанный формализм применим лишь в случае постоянства величин комбинированных коэффициентов распределения в ходе парциального плавления и фракционной кристаллизации, что полностью невыполнимо для реальных объектов, так как при этих процессах происходит изменение минерального и химического состава вплоть до полного исчезновения в парагенезисе

Таблица 1. Соотношение концентраций свинца и урана и величины μ при парциальном плавлении и фракционной кристаллизации

Доля жидкой фазы	Равновесное парциальное плавление			Рэлевская фракционная кристаллизация		
	C_L/C_0 (U)	C_L/C_0 (Pb)	μ_L	C_L/C_0 (U)	C_L/C_0 (Pb)	μ_L
0,001	334	47,7	55,9	986	871	9,06
0,01	83,5	33,6	19,9	99,1	91,2	8,69
0,05	19,3	14,5	10,6	19,9	18,8	8,47
0,10	9,80	8,47	9,22	9,95	9,55	8,33
0,15	6,63	5,99	8,85	6,65	6,42	8,29
0,20	4,94	4,60	8,63	4,98	4,84	8,23
0,50	2,00	1,96	8,16	2,00	1,97	8,12
0,99	1,01	1,01	8,00	1,01	1,01	8,00

некоторых минеральных фаз. В рассмотренных моделях также не учитывается влияние флюидной фазы на перераспределение микрокомпонентов, которое особенно существенно при формировании кислых магм. Несмотря на это, рассмотренные модели являются удобным приближением для описания поведения элементов-примесей в магматических процессах.

Уран и свинец могут являться отчетливыми индикаторами процессов дифференциации основных магм, так же как и вся группа так называемых некогерентных (или несовместимых) крупноионных литофильных элементов. Такая роль U и Pb определяется их малыми комбинированными коэффициентами распределения и, как следствие, сбросом их в более поздние фракции при кристаллизации магм основного состава (для более кислых магм эта закономерность может измениться). Если в парагенезисе появляется такой минерал, как полевой шпат (особенно калиевый полевой шпат), по отношению к которому Pb становится совместимым элементом, а уран — нет, закономерности распределения этих элементов в системе магма—твердая фаза могут резко измениться. Аналогичным образом будет вести себя уран при кристаллизации некоторых акцессорных минералов (например, циркона).

Рассмотрим, как должны меняться концентрации U и Pb и отношение $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) при геохимическом переходе перидотит—базальт в модели парциального плавления и фракционной кристаллизации. Эта система выбрана потому, что лишь для нее имеются экспериментальные оценки величин комбинированных коэффициентов распределения для U и Pb, приближенно равные соответственно 0,001 и 0,02 [26]. Представленные в табл. 1 результаты показывают, что парциальное плавление для малых выплавов эффективно влияет на увеличение уран—свинцового отношения, а фракционная кристаллизация, несмотря на значительное увеличение концентрации урана и свинца в остаточном расплаве, слабо влияет на их отношение.

Из модели фракционной кристаллизации вытекает условие пропорциональности логарифмов концентраций микрокомпонентов в последовательных дифференциатах комагматической серии. Таким образом, линейная связь логарифмов концентраций двух элементов-примесей на

бинарной логарифмической диаграмме должна свидетельствовать о принадлежности исследуемых пород к единой магматической серии и о фракционировании этих элементов в условиях постоянства комбинированных коэффициентов распределения. Наклон прямой на бинарной логарифмической диаграмме, как легко показать, логарифмируя и дифференцируя систему двух уравнений вида (5), определяется отношением величин K двух микрокомпонентов:

$$\operatorname{tg} \alpha = (K_1 - 1)/(K_2 - 1), \quad (6)$$

где α — угол наклона прямой; K_1 и K_2 — коэффициенты распределения двух элементов-примесей. Чем меньше K_1 по отношению к K_2 , тем круче расположена прямая. Так как для несовместимых элементов K_1 и $K_2 < 1$, то $\operatorname{tg} \alpha > 0$. Для урана и свинца при переходе перидотит—базальт и принятых величинах $K_1 = 0,001$ (для U) и $K_2 = 0,02$ (для Pb) теоретически $\operatorname{tg} \alpha = 1,02$, т.е. очень близок к единице.

Данные для реальных геологических объектов, представленных молодыми неизменными магматическими породами, взятые из работ [14, 17, 22, 25, 26, 29], приведены на рис. 2. При применении уран-свинцовых концентрационных диаграмм правильнее рассматривать не общую концентрацию свинца, так как в этом случае для древних пород может возникнуть дополнительная положительная корреляция за счет радиогенного свинца, а концентрацию изотопа ^{204}Pb , не являющегося продуктом радиоактивного распада. На рис. 2 и далее на бинарных логарифмических диаграммах концентрации выражены в 10^9 г/г. Удобство использования концентрации ^{204}Pb заключается как в том, что обыкновенный свинец в ряде случаев может оказаться менее миграционно-способным, чем радиогенные изотопы, так и в возможности нанесения на график изолиний величин μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), которые в этом случае будут представлены серией параллельных прямых с углом наклона 45° . На рис. 2 нанесена одна такая изолиния $\mu = 10$. Из представленных на этом рисунке данных следует, что для ряда современных океанических вулканитов наблюдается хорошая степень приближения к линейной зависимости на бинарной логарифмической диаграмме и близкие к единице тангенсы угла наклона. Расчет параметров этих зависимостей дал следующие результаты: Гавайские острова — наклон $1,2 \pm 0,2$; $r = 0,90$ (r — коэффициент корреляции); Канарские острова — наклон $0,96 \pm 0,10$, $r = 0,97$; о-в Тайвань — наклон $1,2 \pm 0,2$, $r = 0,94$, что близко к теоретической величине, равной 1,02.

На рис. 3 представлены средние значения [10] концентраций урана и свинца в различных типах магматических пород. Из приведенных данных следует, что, несмотря на изменение концентраций в ряду перидотит—гранит более чем на два порядка, линейность расположения точек на бинарной логарифмической диаграмме сохраняется. В этом случае коэффициент корреляции очень близок к единице ($r = 0,999$), а наклон прямой равен $1,18 \pm 0,03$, что значимо отличается от принятого теоретического значения 1,02. Этот факт указывает на более сложную картину фракционирования урана относительно свинца, отражая возможный вклад процессов парциального плавления (для этой модели для средних степеней плавления в логарифмических координатах также наблюдается приближение к линейной зависимости, но с углом наклона порядка 1, 2), или на отличие реаль-

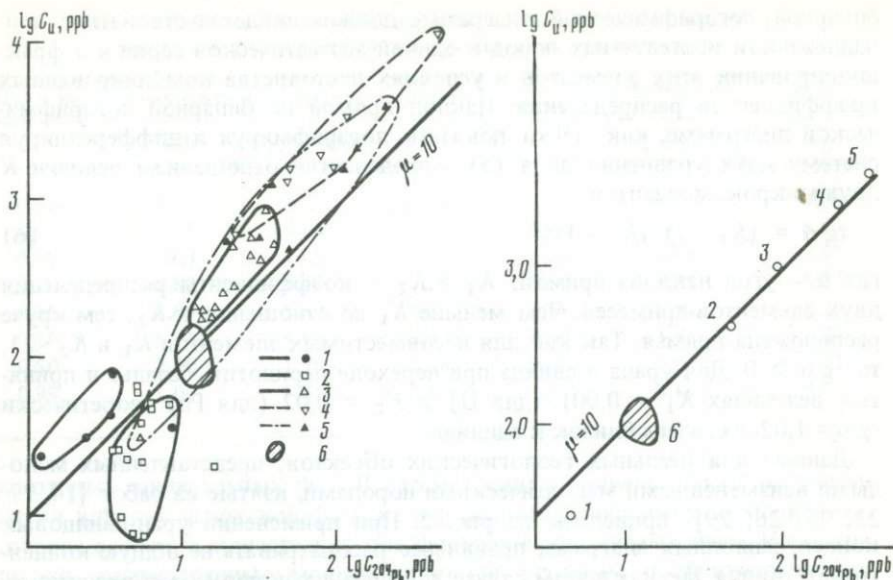


Рис. 2. Бинарная логарифмическая диаграмма для концентраций Pb и U в современных магматических породах

1 — перидотитовые включения в щелочных базальтах [14, 29]; 2 — лерцолитовые включения в кимберлитах Южной Африки [17] и в Гавайских базальтах [22]; 3 — базальты Гавайских островов [26]; 4 — базальты Канарских островов; 5 — базальты о-ва Тайвань [25]; 6 — поля MORB [26]

Рис. 3. Бинарная логарифмическая диаграмма для средних значений концентраций Pb и U в различных типах магматических пород [10]

1 — перидотиты; 2 — габбро, базальты; 3 — диориты, андезиты; 4 — гранодиориты; 5 — граниты, кварцевые монцониты; 6 — экспериментальные данные для MORB [26]

ных величин комбинированных коэффициентов распределения от принятых ранее для расчетов по формулам (4) и (5).

Из рассмотренных данных следует, что для неизменных магматических пород (во всяком случае, основного и среднего состава) на бинарной логарифмической диаграмме должны наблюдаться линейные зависимости величин $\lg C_U - \lg C_{204Pb}$ с близкими к единице тангенсами углов наклона, что не должно приводить к сильно варьирующим изотопным отношениям Pb и большому "размаху" изохрон.

Наблюдаемая картина резко отличает U-Pb системы от Rb-Sr, для которых в ряде случаев наблюдается отрицательная корреляция величин концентраций Rb и Sr. Таким образом, можно утверждать, что отбор для изотопного анализа с последующим построением рубидий-стронциевых изохрон образцов с максимально варьирующими отношениями Rb/Sr имеет под собой геохимическую основу только в случае выявления вышеупомянутой отрицательной корреляционной связи. Для U-Pb датирования магматических пород такой подход, скорее всего, не оправдан, если ставится задача определения возраста процесса магматизма, так как большие

вариации в уран—свинцовом отношении могут возникать при постмагматических изменениях пород.

Таким образом, предлагаемая бинарная логарифмическая диаграмма, по мнению автора, является удобным способом рассмотрения уран—свинцовых данных в применении к магматическим породам. С помощью такого графика, с одной стороны, наглядно выявляется геохимическая информация, заключающаяся в оценке вариаций концентраций урана и свинца в сравнении со "стандартными" величинами (см. рис. 3) и в характеристике степени комагматичности исследованных пород, оцениваемой по прямолинейности получаемых трендов. С другой стороны, такая диаграмма содержит и сведения изотопно-геохимического плана, характеризующие величины μ в изучаемых породах и пределы их вариации.

Данные для древних метаморфических пород, являющихся, пожалуй, основным объектом для свинцово-изохронного датирования, расположены на бинарной логарифмической диаграмме не так, как для неизменных магматических пород (см. рис. 4, а). В этом случае наблюдается значительный разброс точек со смещением вправо вниз от изолинии $\mu = 10$. Наблюдаемый разброс может быть связан с рядом факторов, основным из которых является миграция более подвижного урана (по сравнению со свинцом) в гипергенных условиях и при метаморфизме. Влияние поверхностных процессов можно попытаться учесть с использованием данных об изотопном составе Pb. В основе такой реконструкции лежит предположение о том, что в гипергенных условиях мигрирует только уран, а концентрация и изотопный состав свинца остаются неизменными. Тогда, задавшись простой (одностадийной) моделью эволюции изотопного состава свинца в источнике изучаемых пород, можно вычислить величины отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ_2) в породах, необходимые для получения наблюдаемых изотопных отношений свинца $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ и $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ из уравнений:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{t_p} + \mu_1 (\exp \lambda_8 t_p - \exp \lambda_8 t_1) + \mu_2 (\exp \lambda_8 t_1 - 1), \quad (7)$$

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{t_p} + \frac{\mu_1}{137,88} (\exp \lambda_5 t_p - \exp \lambda_5 t_1) + \frac{\mu_2}{137,88} (\exp \lambda_5 t_1 - 1). \quad (8)$$

Индекс "0" относится к моменту исследования; t_p — к возрасту Земли, принимаемому равным $4,57 \cdot 10^9$ лет. Исключив из уравнений (7) и (8) величину μ_1 и зная t_1 (возраст пород), можно вычислить величину μ_2 . Умножив вычисленное таким образом значение μ_2 на измеренную концентрацию ^{204}Pb , получим расчетную концентрацию урана, которую и будем наносить на бинарную логарифмическую диаграмму. Результаты такого расчета по сравнению с данными, не исправленными на гипергенную миграцию урана (см. рис. 4, а), представлены на рис. 4, б. Из рисунка видно, что, несмотря на полиметаморфическую природу представленных

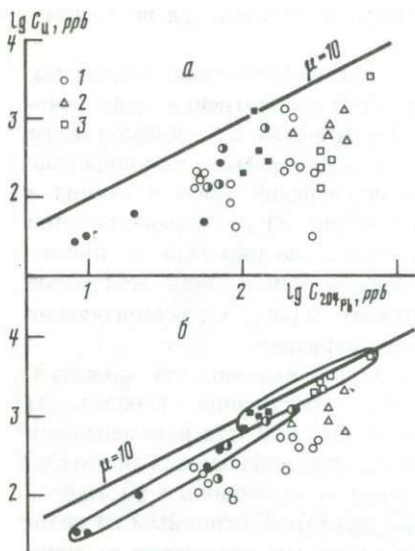


Рис. 4. Соотношение концентраций Pb и U в древних метаморфических породах
a — измеренные значения; *б* — значения, исправленные на гипергенную миграцию урана; 1 — Льюисские гнейсы [20]; 2 — гнейсы Амитсок (район Исуса) [21]; 3 — породы Вредеформ [16]; залитые значки — породы основного состава, незалитые — кислого

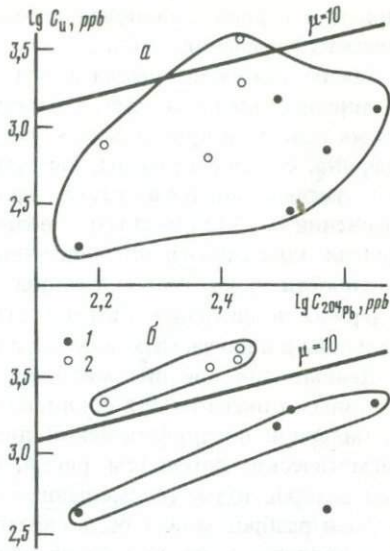


Рис. 5. Соотношение концентраций Pb и U в породах зеленокаменного пояса Суомсальми (Финляндия) [27]

a — измеренные значения; *б* — значения, исправленные на гипергенную миграцию урана; 1 — породы основания; 2 — породы пояса

объектов, для пород основного и частично среднего составов все же наблюдаются линейные тренды, аналогичные таковым для неизменных магматических пород (см. рис. 2). Так, для образцов пород основного состава льюисских гнейсов без внесения поправки на гипергенную миграцию урана коэффициент корреляции $r = 0,79$ и наклон равен $0,76 \pm 0,35$, а после поправки — $r = 0,99$ и наклон — $1,11 \pm 0,10$. Для пород Вредефорд основного и среднего состава аналогичный расчет без поправки на миграцию дает $r = 0,35$ и наклон $0,52 \pm 0,52$, а с поправкой — $r = 0,99$, наклон — $0,93 \pm 0,06$.

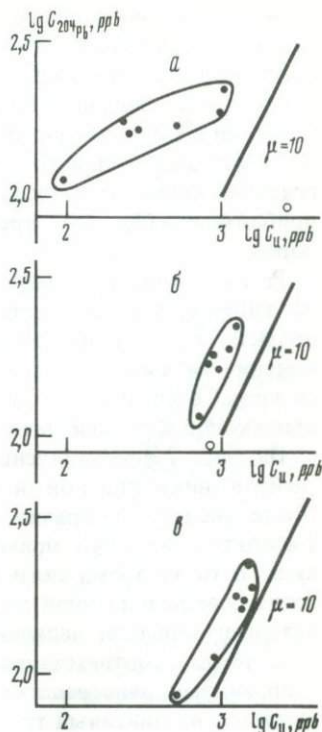
Основное отличие полученных трендов от аналогичных зависимостей для неизменных магматических пород состоит в том, что они смещены вправо от изолинии $\mu = 10$, хотя и располагаются почти параллельно к ней, в то время как тренды для неизменных современных вулканитов расположены на этой изолинии либо несколько смещены влево. Наблюдаемое отличие может быть вызвано влиянием наложенных процессов, сопровождавшихся выносом из пород урана относительно свинца. С другой стороны, такая же ситуация может возникнуть при дифференциации источника, изначально характеризовавшегося более низким U/Pb отношением.

Рис. 6. Концентрационные соотношения Pb и U в амфиболитах становой серии Алдано-Станового щита [6]

a — измеренные значения; *б* — значения, исправленные на гипергенную миграцию урана при принятом возрасте объекта 2,6 млрд. лет; *в* — при возрасте объекта 3,2 млрд. лет

На одно из возможных решений этого вопроса могут указывать данные (рис. 5) по изучению метаморфических пород основания и вулканитов зеленокаменного пояса Суомсалми, Финляндия [27]. Авторы цитируемой работы строят единую Pb—Pb изохрону как для пород основания, так и для вулканитов пояса, хотя, как видно из рис. 5, *б*, после корректировки на гипергенную миграцию урана концентрационные данные достаточно четко разбиваются на две различные группы. Слабо измененные вулканиты зеленокаменного пояса образуют тренд, расположенный выше изолинии $\mu = 10$, а метаморфизованные породы основания — ниже. Таким образом, напрашивается вывод о том, что расположение трендов для древних метаморфических пород ниже изолинии $\mu = 10$ на бинарной логарифмической диаграмме связано с влиянием метаморфических воздействий. Сохранение линейности должно свидетельствовать о том, что при метаморфизме вынос урана из породы происходит пропорционально первичному содержанию этого элемента. Как известно, пропорциональный вынос урана не влияет на линейность Pb—Pb изохрон, а приводит к их развороту с увеличением угла наклона, к удревнению вычисляемого по изохроне значения возраста. Однако для рассмотренного примера Льюисских гнейсов имеются данные, в том числе и Sm—Nd метода, дающие тот же возрастной результат, что и Pb—Pb изохрона. Это может указывать как на незначительный разрыв во времени между становлением первично магматических пород и этапом наложенного метаморфизма гранулитовой фации, так и на то, что перераспределение урана и свинца при процессах метаморфизма высоких ступеней подчиняется закономерностям, аналогичным таковым для магматической дифференциации.

На рис. 6 представлены данные для амфиболитов становой серии, взятые из работы [6]. В этом случае поправка на гипергенную миграцию урана с принятием возраста пород 2,6 млрд. лет также приводит к получению на бинарной логарифмической диаграмме (см. рис. 6, *б*) линейного тренда, образованного всеми образцами, за исключением одного, геохимическая аномальность которого обсуждается в цитированной работе. Усложнение модели эволюции изотопного состава свинца с принятием возраста объекта 3,2 млрд. лет и времени наложенного процесса 2,6 млрд. лет позволяет внести еще одну поправку в измеряемую концентрацию урана по вычис-



ленным значениям величин μ_3 из уравнений (7) и (8) после добавления члена, описывающего изотопную эволюцию свинца со времени наложенного процесса до момента исследования. После введения такой поправки все точки на бинарной диаграмме (см. рис. 6, в) образуют единый линейный тренд. Существенно то, что расчет параметров изохронной зависимости без учета аномальной точки, легко выявляемой с помощью предлагаемого графика, приводит к более древней оценке возраста объекта, скорее всего приближающейся ко времени формирования первично-магматических пород.

Рассмотренный пример также показывает, что при введении поправки на гипергенную миграцию урана выбор численного значения возраста объекта, которое необходимо для расчета, не оказывает существенного влияния на выявляемую в логарифмических координатах линейную зависимость, если породы действительно комагматичны и характеризуются одинаковой историей эволюции уран-свинцового отношения.

На рис. 7 представлены данные [1, 5] для амфиболитов и гранито-гнейсов никиткинской и борсалинской серий Алдано-Станового щита. После введения поправки на гипергенную миграцию урана данные для амфиболитов образуют прямые линии с углами наклона, близкими к единице. В то же время связь концентраций урана и свинца в гранито-гнейсах носит совершенно иной характер (см. рис. 7, б) и указывает на широкий интервал вариаций величины μ в этих породах. Интересно также то, что одна точка, соответствующая образцу амфиболитов никиткинской серии, отобранному непосредственно на контакте с гранито-гнейсами, не укладывается на линейный тренд, образуемый остальными образцами, и располагается выше изолинии $\mu = 10$, что указывает на привнос в этот образец урана относительно свинца. На Pb-Pb диаграмме [1] эта точка принадлежит изохроне, соответствующей гранито-гнейсам, имеющим более молодой возраст по сравнению с амфиболитами. Таким образом, рассмотренный пример указывает на возможность отчетливого выявления с помощью бинарной логарифмической диаграммы влияния процессов гранитизации и на существенно иное расположение на ней данных для пород кислого состава.

К аналогичному выводу приводят также данные для лейкократовых гранитов (Вайоминг, [24]), представленные на рис. 8. Основная масса точек образует область, расположенную выше изолинии $\mu = 10$ и характеризующуюся относительно небольшими вариациями в концентрации ^{204}Pb при значительных колебаниях в концентрации урана. Этот факт может указывать на то, что упрощенные модели магматической дифференциации не применимы для описания фракционирования элементов-примесей при формировании пород гранитного состава. Существенно также, то, что точки для образцов, отобранных из обнажений (с поверхности), расположены вне области, образуемой остальными образцами, представленными скважинным материалом (см. рис. 7, б). Этот факт может указывать на вынос из пород также части свинца в ходе их гипергенных изменений.

Рассмотренные выше примеры показывают, что применение бинарной диаграммы в координатах $\lg C_{\text{U}} - \lg C_{^{204}\text{Pb}}$ дает дополнительную геохимическую информацию, помогает в разбраковке образцов, используемых

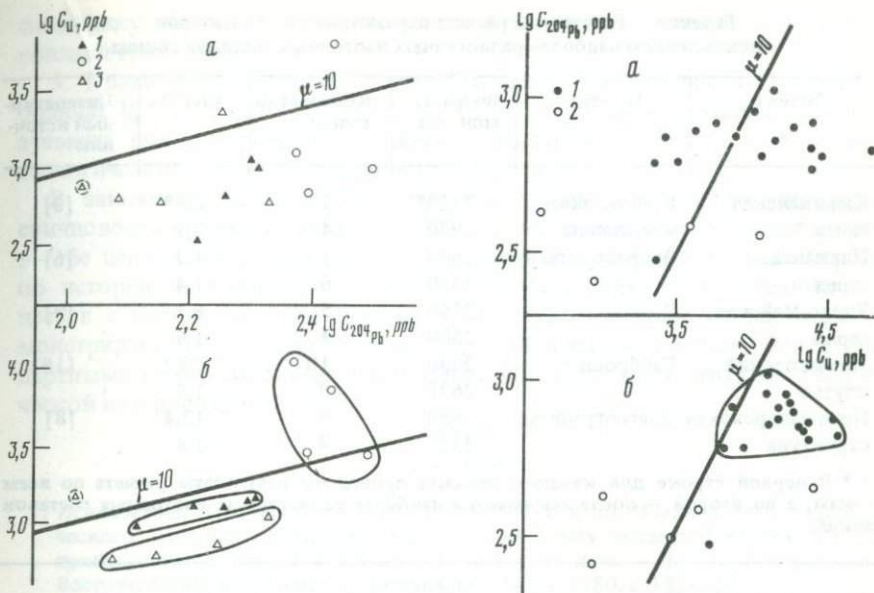


Рис. 7. Концентрационные соотношения Pb и U в амфиболитах (1) и гранито-гнейсах (2) никиткинской серии и в амфиболитах борсалинской серии (3) [5]
 а — измеренные значения; б — значения, исправленные на миграцию урана

Рис. 8. Концентрационные соотношения Pb и U в лейкократовых гранитах (Гранитные горы, Вайоминг) [24]
 а — измеренные значения; — значения, исправленные на миграцию урана; 1 — образцы из скважин; 2 — образцы из обнажений

для построения изохронных зависимостей и способствует выявлению геологического смысла получаемых по изохронам оценок возраста. Пока остается неясным, является ли получение линейного тренда в указанных координатах свидетельством первично магматической природы древних метаморфических пород основного и среднего состава или такое распределение возникает при метаморфизме высоких ступеней. Однако можно утверждать, что вычисление параметров изохроны для совокупности образцов, попадающих на этот тренд и резко от него отклоняющихся, геохимически не оправдано. Расположение точек вдоль линейного тренда на логарифмической диаграмме с близким к единице углом наклона указывает на небольшой интервал вариаций величин μ в магматических породах основного и среднего состава и, как следствие, на малые различия в изотопном составе свинца.

Таким образом, если при датировании свинцово-изохронным методом пород основного и среднего состава получена эрохронная зависимость, можно попытаться выяснить причины отклонения от изохронности с помощью бинарной логарифмической диаграммы, как это делалось для рассмотренных выше примеров. При отсутствии данных о концентрации урана и свинца можно попытаться провести аналогичную разбраковку лишь по

Таблица 2. Результаты расчета параметров Pb—Pb изохрон с исключением наиболее радиогенных изотопных составов свинца

Объект	Порода	Возраст, млн. лет	Количество точек	СКВО	Литературный источник
Кюриканская свита	Кристаллические сланцы	2320*	5	6,8*	[3]
		2930	4	3,9	
Иликанская серия	Амфиболиты	2640	7	1,7	[6]
		3350	6	1,4	
Удско-Майская серия	"	2550	5	6,1	[9]
		2800	4	1,9	
Мончегорский плутон	Габброиды	2330	10	10,2	[18]
		2630	9	1,8	
Примандровская структура	Плагиограниты	2890	9	12,4	[8]
		3320	4	1,8	

* В первой строке для каждого объекта приведены результаты расчета по всем точкам, а во второй — после исключения наиболее радиогенных изотопных составов свинца.

результатам изотопного анализа свинца, исключая из расчета точки, наиболее отличающиеся по изотопному составу от основной совокупности данных. При этом, конечно, желательно иметь представительную по объему выборку — не менее 10—15 точек для одного объекта.

Результаты такой разбраковки данных, взятых из ряда работ по свинцово-изохронному датированию древних метаморфических пород основного и среднего состава, представлены в табл. 2. Из этих результатов следует, что для всех рассмотренных случаев исключение из расчета параметров свинец—свинцовых изохрон точек, обладающих наиболее радиогенным изотопным составом свинца, приводит как к уменьшению параметра СКВО (средний квадрат взвешенных отклонений), так и к увеличению возраста, вычисляемого по изохроне. Этот результат указывает на то, что рассмотренные объекты подвергались влиянию наложенных процессов с привнесом в породы урана относительно свинца.

Основные выводы, вытекающие из рассмотренных в настоящей работе данных, сводятся к следующему.

1. Породы основного и среднего состава не должны характеризоваться значительным интервалом величин изотопных отношений свинца, что следует из закономерностей фракционирования урана относительно свинца в магматическом процессе. Свинец-свинцовые изохроны, построенные для образцов таких пород с сильно варьирующим изотопным составом свинца, могут отвечать не времени становления первично магматических пород, а одному из этапов наложенных процессов, вызвавших наиболее сильные изменения в U/Pb отношениях.

2. Закономерности распределения урана и свинца при магматической дифференциации пород кислого состава имеют существенно иной характер. В этом случае значительные вариации в изотопном составе свинца скорее всего не являются свидетельством наложенных процессов, а отражают

специфику фракционирования урана относительно свинца при формировании гранитоидов.

3. Применение бинарной логарифмической диаграммы в системе координат $\lg C_U - \lg C_{204Pb}$ помогает как в разбраковке материала, используемого для построения изохронной зависимости, так и в понимании геологического смысла датированного события.

В заключение следует отметить, что результаты исследования пород свинцово-изохронным методом, кроме данных о возрасте объекта, несут в себе ценную геохимическую информацию о первичной природе пород и об истории их эволюции. Возможность учета влияния наложенных процессов с использованием данных об изотопном составе Pb наглядно демонстрирует преимущества изотопно-геохимических методов перед стандартными геохимическими при решении вопросов реконструкции геологической истории горных пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Искандерова А.Д., Миркина С.Л., Неймарк Л.А.* и др. Новые данные радиологического изучения свинцовым методом архейских метаморфических пород и гранито-гнейсов Становой области Алданского щита. — В кн.: *Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока*. М.: Наука, 1980, с. 132–153.
2. *Искандерова А.Д., Неймарк Л.А.* К вопросу об интерпретации данных, получаемых свинцово-изохронным методом по породе в целом. — В кн.: *Проблемы геохронологии и изотопной геологии*. М.: Наука, 1981, с. 80–99.
3. *Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Рудник В.А.* Итоги геохронологического изучения свинцово-изохронным методом раннедокембрийских полиметаморфических пород востока Сибири. — В кн.: *Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ*. Новосибирск: Наука, 1982, с. 125–136.
4. *Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж.* Интерпретация изверженных горных пород/Пер. Л.Соболевой; Под ред. Р.Н. Соболева. М.: Недра, 1982, 414 с.
5. *Неймарк Л.А., Миронюк Е.П., Искандерова А.Д.* и др. Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов. — Докл. АН СССР, 1980, 252, № 2, с. 427–429.
6. *Неймарк Л.А., Искандерова А.Д., Чухонин А.П.* и др. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта (по данным уран-свинцового метода). — *Геохимия*, 1981, № 9, с. 1386–1396.
7. *Неймарк Л.А., Овчинникова Г.В., Левченков О.А.* Трехмерный подход к интерпретации уран-свинцовых изотопных данных. — В кн.: *Методические проблемы ядерной геологии*. Л.: Наука, 1982, с. 57–70.
8. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978, 68 с.
9. *Соботович Э.В., Рудник В.А., Искандерова А.Д.* и др. Свинцово-изохронный возраст раннедокембрийских кристаллических сланцев Становой области. — В кн.: *Геологическая интерпретация данных геохронологии*. Иркутск, 1977, с. 14–16.
10. *Справочник по изотопной геохимии/Э.В. Соботович, Е.Н. Бартницкий, О.В. Цюнь и др.* М.: Энергоатомиздат, 1982, с. 183.
11. *Худсон Д.* Статистика для физиков/Пер. В. Грушина; Под ред. Е.М. Лейкина. М.: Мир, 1970, 296 с.
12. *Шуколюков Ю.А., Горохов И.М., Левченков О.А.* Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974, 208 с.
13. *Gale N.H., Mussett A.E.* Episodic uranium-lead models and the interpretation of variations in the isotopic composition of lead in rocks. — *Rev. Geophys. and Space Phys.*, 1973, vol. 11, N 2, p. 37–86.
14. *Haines E.L., Zartman R.E.* Uranium concentration and distribution in six peridotite inclusions of probable mantle origin. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 20, N 1, p. 45–53.

15. *Hart S.R., Allegre C.J.* Trace-element constraints on magma genesis. — In: *Physics of magma processes*/Ed. R.B. Hargraves. Princeton (N.J.): Univ. press, 1980, p. 121–159.
16. *Hart R.J., Welke H.J., Nicolaisen L.O.* Geochronology of the deep profile through archaean basement at Vredeford with implications for early crustal evolution. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, N B11, p. 10663–10680.
17. *Kramers J.D.* Lead and strontium isotopes in cretaceous kimberlites and mantle-derived xenoliths from Southern Africa. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 34, N 3, p. 419–431.
18. *Manhes J., Allegre C.J., Dupre B.* et al. Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes: Speculations about the age of the Earth and primitive mantle characteristics. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 47, N 3, p. 370–382.
19. *McIntyre G.A., Brooks C., Compston W.* et al. The statistical assessment of Rb= Sr isochrons. — *J. Geophys. Res.*, 1966, vol. 71, N 22, p. 5459–5468.
20. *Moorbath S., Welke H. Gale N.H.* The significance of lead isotope studies in ancient high-grade metamorphic basement complexes as exemplified by the Lewisian rocks of North-West Scotland. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 6, N 4, p. 245–256.
21. *Morbath S., O'Nions P.K., Pankhurst R.J.* The evolution of early precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland — geochemical and isotopic evidence. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, N 2, p. 229–239.
22. *Morioka M., Kigoshi K.* Lead isotopes and age of Hawaiian lherzolite nodules. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, N 2, p. 116–121.
23. *Nicolaisen L.O.* Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks. — *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 1961, vol. 91, art. 2, p. 198–206.
24. *Stuckless J.S., Nkomo I.T.* Uranium-lead isotope systematics in uraniumiferous alkali-rich granites from the Granite Mountains, Wyoming: Implication for uranium source rocks. — *Econ. Geol.*, 1978, vol. 73, N 3, p. 427–441.
25. *Sun S.S.* Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-oceanic ridges, ocean islands and island arcs. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*, 1980, vol. 297, N 1431, p. 409–445.
26. *Tatsumoto M.* Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 38, N 1, p. 63–87.
27. *Vidal Ph., Blais S., Jahn B.M.* et al. U–Pb and Rb–Sr systematics of the Suomussalmi archaean greenstone belt (Eastern Finland). — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1980, vol. 44, N 12, p. 2033–2044.
28. *York D.* Least squares fitting of a straight line with correlated errors. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 5, N 5, p. 320–324.
29. *Zartman R.E., Tera F.* Lead concentration and isotopic composition in five peridotite inclusions of probable mantle origin. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 20, N 1, p. 54–56.

ПОЛУЧЕНИЕ НЕИСКАЖЕННОЙ ВОЗРАСТНОЙ ИНФОРМАЦИИ ПО ЦИРКОНАМ МЕТОДОМ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО РАСТВОРЕНИЯ

Существование различных элементов структурной неоднородности цирконов, являясь проявлением общего свойства природного кристаллического вещества, отражает историю их эволюции. Согласно генетической классификации структурная неоднородность делится на три главных типа: протогенетический, сингенетический и эпигенетический, которые часто сочетаются в одних и тех же индивидах циркона, причем более поздние структурные нарушения искажают в различной степени ранние. Получение достоверной возрастной информации об основных этапах развития циркона возможно только при анализе отдельно взятых U—Pb подсистем каждого из этих генетических типов.

Выделение цирконового вещества различных генетических типов структурной неоднородности основано на различии ряда физико-химических свойств: растворимости в кислотах [10, 11], стойкости к механическому воздействию [13], магнитной восприимчивости [12], плотности [3]. В данной работе обобщается опыт лаборатории геохронологии ИГГД АН СССР по применению метода дифференциального растворения (МДР) при геохронометрическом изучении природных цирконов.

Первые работы по растворению цирконов в плавиковой кислоте были выполнены Т. Кроу [10, 11]. Метод гидротермального разложения цирконов Т. Кроу нашел широкое распространение в практике U—Pb датирования по цирконам. Однако эксперименты Т. Кроу по обработке цирконов HF для выделения конкордантной кристаллической фазы (КФ) не получили дальнейшего развития. Вероятно, это было определено тем, что были опубликованы отрицательные результаты по выделению при помощи кислотной обработки конкордантных U—Pb фаз [14].

Рассматриваемый метод дифференциального (или селективного) растворения предполагает подбор кислот, времени и температуры для избирательного растворения отдельных фаз природного цирконового вещества. Нами изучалось воздействие на U—Pb системы цирконов двух концентрированных кислот: HNO_3 (с добавлением нескольких капель HCl) и HF. Растворение цирконового вещества контролировалось изменением логарифма отношения характеристических полос поглощения (ХПП) 620 см^{-1} и 905 см^{-1} ИК-спектра циркона, так как величина указанного параметра уменьшается с возрастанием радиационных нарушений КФ и еще в большей степени с увеличением доли метамиктной фазы (МФ) в образце [6]. Следовательно, $\log(I_{620}/I_{905})$ может служить мерой соотношения КФ и МФ в цирконе [2]. ИК-спектроскопические исследования выполнены А.Ф. Макеевым на двухлучевом спектрофотометре UR-20.

Изменение степени нарушенности кристаллической решетки сказывается также на величине параметров элементарной ячейки (ПЭЯ) [9], поэтому наряду с ИК-спектроскопическим проводилось рентгенографическое изучение цирконов. Измерения ПЭЯ для КФ проведены Р.С. Бубновой методом поликристаллов на рентгеновском дифрактометре HZG-4.

Обработка цирконов азотной кислотой

Обработка цирконов HNO_3 является неременной предварительной операцией при гидротермальном разложении цирконов [10]. Обычно в практике цирконометрии изотопный анализ Pb и U азотнокислых растворов не производится. Для выяснения того, содержится ли какая-нибудь возрастная информация в соотношениях изотопов свинца азотнокислых растворов, необходимо было исключить свинец, адсорбированный по поверхности зерен при выделении цирконов в тяжелых жидкостях. Поэтому цирконовые концентраты обрабатывались раствором трилона-Б в течение 60 мин при температуре 100°C . Первая ступень МДР включала обработку цирконов HNO_3 в течение 60 мин при температуре 80°C .

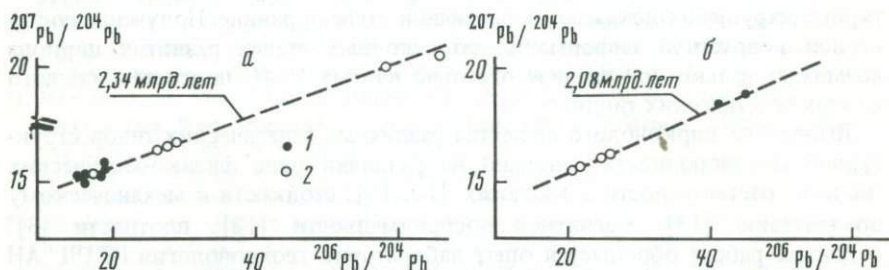


Рис. 1. Линейные корреляции между изотопными отношениями Pb в азотнокислых вытяжках из цирконов [4, 5]

a – цирконы из гранитоидов района Суоярви (Карелия); *б* – цирконы из гранитного Карташевского массива (Карелия); 1 – вытяжка из нерастертых цирконов; 2 – вытяжка из растертых цирконов

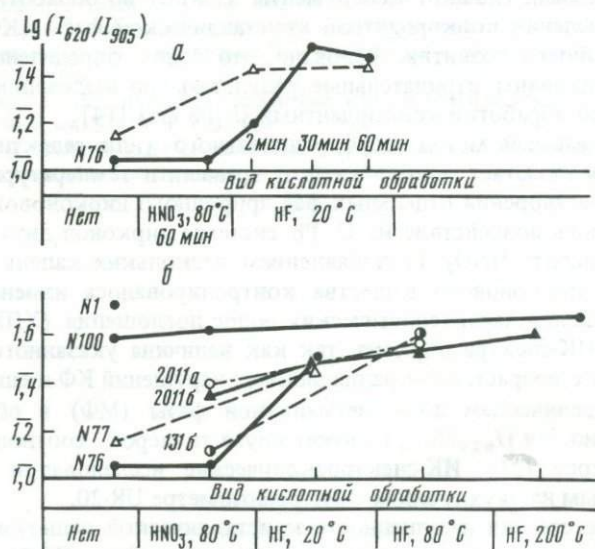


Рис. 2. Зависимость логарифма отношения интенсивностей полос поглощения 620 и 905 см^{-1} ($\lg I_{620}/I_{905}$) от длительности (*a*) и температуры (*б*) кислотного воздействия на цирконы

Таблица 1. Логарифмы отношений интенсивностей характеристических полос поглощений 620 см⁻¹ и 905 см⁻¹ ИК-спектров цирконовых препаратов

№ пробы циркона	Параметры кислотной обработки			log (I ₆₂₀ / I ₉₀₅)	ПЭЯ, пм	
	кислота	температура, °С	длительность, мин.		a ₀	C ₀
Кимберлитовая трубка "Мир"						
1				1,73 1,76	660,36 ± 0,15	597,92 ± 0,17
Дайка габбро-диабазы, Муезерский, Центральная Карелия						
76				1,01 1,07		
	HNO ₃	80	60	1,04		
	HF	20	2	1,19		
	HF	20	30	1,54		
	HF	20	60	1,49		
	HF	20	60	1,48		
	HCl	20	3			
77				1,15 1,44 1,36		
	HF	20	2			
	HF	20	60			
Кварцевые порфиры Лехтинской структуры, Восточная Карелия						
97				1,65		
100				1,59		
	HNO ₃	80	60	1,62	660,83 ± 0,14	599,07 ± 0,23
	HF	200	240ч	1,66	660,73 ± 0,06	598,80 ± 0,04
Гранитоиды района Суоярви, Юго-Западная Карелия						
20076	HNO ₃	80	60	1,34		
20096	HNO ₃	80	60	1,43	661,92 ± 0,09	601,0 ± 0,2
2011a				1,37		
	HNO ₃	80	60	1,38		
	HF	200	90	1,55		
20116	HNO ₃	80	60	1,36		
	HF	20	90	1,48		
	HF	80	90	1,54		
	HF	200	90	1,59		
Карташевский гранитный массив, Центральная Карелия						
131a	HNO ₃	80	60	1,16		
1316	HNO ₃	80	60	1,10		
	HF	80	60	1,58		

Распространенность изотопов Pb и U изучена в азотнокислых вытяжках из цирконов трех различных геологических объектов Балтийского щита.

Цирконы из гранитоидов района Суоярви, Юго-Западной Карелии, представлены полуметамиктной разновидностью. Основным элементом структурной неоднородности кристаллов является четко выраженная зональность, обусловленная сменой физико-химических условий их кристаллизации. Аналитические данные по содержанию изотопов Pb и U в азотнокислых вытяжках из цирконов приведены в работах [5, 6].

Из данных следует, что свинец в азотнокислых вытяжках из нерастертых цирконов в основном представлен обыкновенным свинцом. Свинец же в азотнокислых вытяжках из растертых цирконов относительно обогащен радиогенным компонентом. По сравнению со свинцом уран удерживается в структуре циркона значительно прочнее. При воздействии HNO_3 в раствор переходит только уран, сконцентрированный в локальных структурных дефектах [6]. Изотопный состав радиогенного компонента свинца, перешедшего в раствор при обработке HNO_3 как растертых, так и нерастертых цирконов, отвечает значению возраста 2340 млн. лет (рис. 1; а), что подтверждается определением возраста (2140 ± 70 млн. лет) Rb—Sr методом [1]. Приведенные датировки отражают время воздействия наложенных процессов, связанных с формированием осадочно-вулканогенного ятулийского комплекса на территории Карелии.

Метамиктная разновидность цирконов была выделена из проб Карташевского гранитного массива. Гетерогенное строение цирконов выражено в дезинтеграции вещества и в присутствии значительного количества микровключений. По данным радиографии и локального рентгеноспектрального анализа, уран распределен неравномерно, преимущественно концентрируясь у краев зерен, по трещинам и в микровключениях [6]. При обработке HNO_3 таких метамиктных цирконов в раствор перешло больше Pb и U, чем в случае полуметамиктных цирконов. В азотнокислых вытяжках оказалось также значительно больше радиогенного Pb, отвечающего возрасту 2080 млн. лет (рис. 1, б). Это значение возраста совпало с датировкой Pb—Pb метода по образцам породы в целом: 2110 ± 60 млн. лет [4].

Судя по ИК-спектроскопическим данным, значения $\log(I_{620}/I_{905})$ ИК-спектров цирконов до и после обработки HNO_3 совпадают в пределах аналитических ошибок — азотнокислая обработка цирконовых проб не приводит к существенному растворению МФ (табл. 1, рис. 2). По-видимому, HNO_3 удаляет только некоторые минеральные микропримеси и тонкодисперсные механические примеси на поверхностях трещин и кристаллов [6, 15].

Удаление МФ, которая во многих случаях является основным элементом эпигенетической структурной неоднородности цирконов и определяет их возрастную дискордантность, достигается обработкой их HF.

Обработка цирконов HF

Изучено воздействие HF на различные разновидности цирконов, отличающихся степенью метамиктности (СМ). Наибольшее воздействие HF оказывает на метамиктные разновидности цирконов, растворяя за несколько минут (от 2 до 30 мин) при температуре 20°C значительную долю МФ.

Процесс растворения МФ контролировался по возрастанию значений $\log(I_{620}/I_{905})$ ИК-спектров нерастворившихся остатков: для пробы № 76 величина этого параметра возросла с $\bar{1},04$ до $\bar{1},54$, а для пробы № 77 — с $\bar{1},15$ до $\bar{1},44$ (см. табл. 1, рис. 2). Увеличение длительности растворения метамиктных цирконов в HF до 60 мин сопровождалось почти полным растворением взятых навесок, что практически исключило возможность выделения из них КФ путем кислотной обработки. Для выделения КФ из полуметамиктного циркона № 20116 потребовались более жесткие условия обработки HF: температура 200°C , длительность 90 мин. Растворение МФ сопровождалось изменением величины $\log(I_{620}/I_{905})$ с $\bar{1},36$ для пробы, предварительно обработанной HNO_3 , до $\bar{1},59$ для нерастворившегося остатка. Еще большую стойкость к воздействию HF проявили кристаллические цирконы: обработка в течение 240 ч пробы № 100 в гидротермальных условиях при температуре 200°C привела к частичному ее растворению и лишь незначительно изменила фазовый состав (см. табл. 1, рис. 2). Проведенные исследования с полуметамиктными и кристаллическими цирконами показали принципиальную возможность выделения из них КФ путем обработки HF.

С увеличением интенсивности воздействия HF на циркон пробы 2011г уменьшалась степень дискордантности нерастворившихся остатков с 35 до 20%. Попытки по растворению были дополнены исследованием пробы № 20096 сингенетического циркона, обработанного в течение 4 ч HF в гидротермальных условиях при температуре 200°C . U—Pb изотопные соотношения КФ этой пробы оказались близкими к таковым в нерастворившихся остатках пробы № 20116, выделенных при менее жестких условиях растворения. Этот факт указывает на то, что после полуторачасовой обработки HF при температуре 80°C в остатке получается вещество, которое по всему объему характеризуется одинаковыми U—Pb возрастными соотношениями. Дальнейшее растворение циркона мало изменяет отношение Pb/U. Для гарантированного выделения цирконового вещества, свободного от МФ, мы остановились на гидротермальной обработке цирконов в HF при температуре 200°C в течение 4 ч.

На графике с конкордией (рис. 3) фигуративные точки циркона пробы № 20116 по мере растворения МФ смещаются вверх к конкордии, образуя внутреннюю U—Pb изохрону, которая пересекает конкордию в точке с возрастом 2770 ± 50 млн. лет. Это значение возраста сильно отличается от датировки 2640 ± 60 млн. лет, полученной по валовым пробам сингенетических цирконов.

В процессе обработки HF не происходит разделения изотопов Pb и U. На это указывают результаты опытов с кристаллическим цирконом пробы № 100 из кварцевых порфиров Лехтинской структуры (Восточная Карелия). Обработка навески минерала HNO_3 и HF не привела (в пределах аналитических ошибок) к изменению Pb/U изотопных отношений относительно таковых для валовой пробы. В то же время содержания радиогенного Pb и U в КФ почти в два раза меньше, чем в необработанной кислотой пробе (табл. 2). Следовательно, обработка шлавиковой кислотой кристаллического цирконового вещества не приводит к разделению U и Pb.

Вместе с тем на первых этапах МДР, по-видимому, может происходить

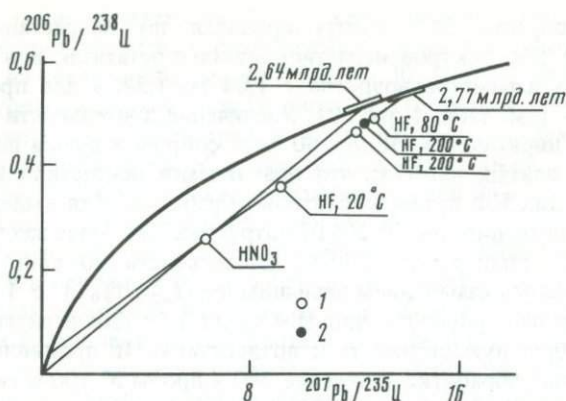


Рис. 3. Линейные корреляции между изотопными отношениями радиогенного Pb и U в веществе цирконов из гранитоидов района Суоярви (Карелия) [5]

a — цирконы, обработанные HNO₃; *b* — растертые цирконы, обработанные HF; 1 — циркон образца 2011б; 2 — циркон образца 2009б

выщелачивание радиогенного Pb из цирконового вещества. Этот вывод следует из сопоставления содержаний изотопов Pb и U в азотнокислых и фтористоводородных растворах, полученных при кислотной обработке представленного двумя генерациями циркона пробы № 339 из олигоклазовых гранитов Мурманского блока. Первая генерация, образовавшаяся в процессе кристаллизации олигоклазовых гранитов, часто встречается в виде протоядер, окруженных вновь образованным в процессе микроклинизации более метамиктным веществом. Растертая проба циркона была сначала обработана смесью HCl и HNO₃ (1:1) в течение 90 мин при температуре 90°С, а затем — HF в течение 140 мин в гидротермальных условиях при температуре 210°С. В HF растворилась часть цирконового материала, имеющего большой дефицит радиогенного Pb относительно U (табл. 3). Фигуративная точка фтористоводородного раствора на графике с кон-

Таблица 2. Изотопы свинца и урана в цирконе из кварцевых порфиров Лехтинской структуры Карелии (проба № 100)

Фракция	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Изотопный возраст, млн. лет		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
Валовая проба	129	75,7	348	0,19059	0,47899	2385	2260	2120
Проба после обработки в HNO ₃	58,6	29,6	832	0,16789	0,27890	2375	2270	2160
Проба после обработки в HF	37,8	18,3	1161	0,16679	0,24440	2410	2280	2140

Примечание. Погрешность измерения изотопных уран-свинцовых отношений 2% (2σ); принятые константы радиоактивного распада в работе: λ₂₃₈ = 0,155125 · 10⁻⁹ лет⁻¹, λ₂₃₅ = 0,984850 · 10⁻⁹ лет⁻¹, ²³⁸U/²³⁵U = 137,88; принятые изотопные отношения обыкновенного свинца: ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15,68; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18,77.

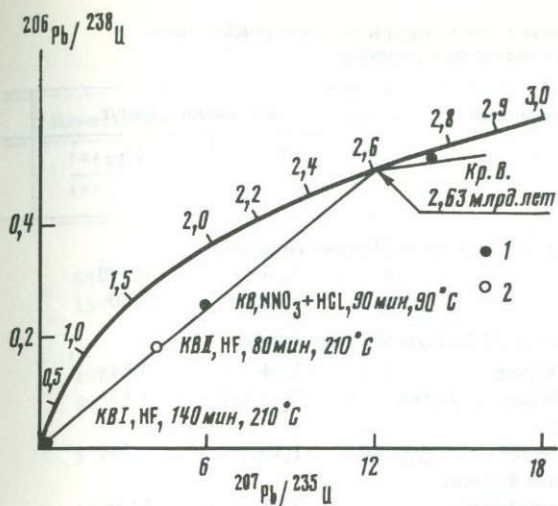
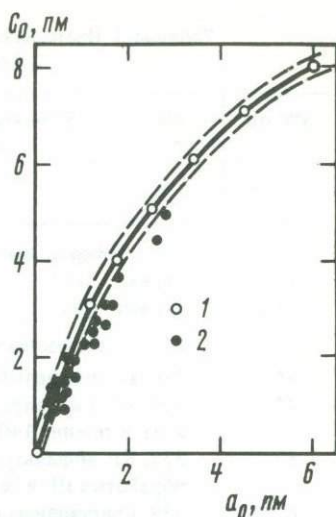


Рис. 4. Линейная корреляция между изотопными отношениями радиогенного Рb и U в веществе цирконов из олигоклазовых гранитов Мурманского блока (1) и микроклиновых гранитов (2) зоны Полмос-Порос (Кольский полуостров)

Рис. 5. График функциональной зависимости ПЭЯ C_0 от a_0 для КФ цирконов различного генезиса

1 — данные [9]; 2 — данные ИГГД



кордией лежит вблизи начала координат (рис. 4). По-видимому, именно из этой растворившейся части циркона происходили потери радиогенного Рb как в природных условиях, так и при обработке смесью кислот HNO_3 и HCl в лаборатории. Возрастные соотношения изотопов уранового свинца из обоих кислотных растворов соответствуют времени микроклинизации олигоклазовых гранитов.

При вторичной полуторачасовой обработке HF нерастворившегося материала этой пробы в основном растворилось цирконовое вещество второй генерации, так как Pb/U изотопные отношения в растворе точно соответствуют таковым в валовых пробах циркона № 51 и 54 из микроклиновых гранитов (табл. 3, рис. 4). Следовательно, в данном случае на первом этапе фтористоводородной обработки растворилась та часть цирконовой пробы, которая потеряла Рb при воздействии смеси HNO_3 и HCl . Нерастворившееся в процессе вторичной обработки HF цирконовое вещество пробы № 339 имеет искаженные U—Рb изотопные отношения. Возрастная дискордантность этой КФ, вероятно, является результатом смешения кристаллического материала двух цирконовых генераций: молодой, с возрастом 2630 млн. лет, и более древней, время образования которой оценивается цифрой около 3 млрд. лет (см. рис. 4).

Цирконовое вещество, выделяемое путем гидротермальной обработки цирконов в HF при $200^\circ C$ в течение 4 ч обладает физико-химическими характеристиками, свойственными кристаллическим цирконам. Например, его ИК-спектры идентичны ИК-спектрам природных кристаллических цирконов, а величины $\log(I_{620}/I_{905})$ превышают значение 1,55, что также

Таблица 3. Изотопы свинца и урана в цирконах микроклиновых и олигоклазовых гранитов

№№ пп	№ пробы, фракция	Содержание, мкг/г	
		U	Pb
Микроклиновые граниты зоны Полмос-Порос			
1*	51, вал	1,07	0,238
2*	54, вал	9,08	2,60
Олигоклазовые граниты Мурманского блока			
3*	339, азотнокислый раствор	12,4	4,64
4*	339, HF, I фильтрат после обработки в HF в течение 140 мин.	66,3	3,12
5*	339, HF, II фильтрат после последующей обработки HF в течение 90 мин.	1,87	0,365
6	339, кристаллическое вещество	92,3	61,0

* Содержание свинца и урана в навеске, взятой на анализ. Погрешность измерения изотопных U/Pb отношений 2% (2σ).

характерно для кристаллических цирконов. ПЭЯ выделенных нами КФ, как видно из графика (рис. 5), изменяются в следующих пределах: C_0 от 597,9 до 603 пм, a_0 — от 660,3 до 663 пм, достаточно хорошо повторяя впервые отмеченную Холландом и Готтфридом зависимость $C_0 = f(a_0)$ [9]. Диапазон содержаний U и радиогенного Pb уже, а средние содержания в несколько раз меньше в веществе КФ по сравнению с валовыми пробами (табл. 4, рис. 6). Отличительной особенностью КФ является часто наблюдаемая их возрастная конкордантность, что редко отмечается для валовых цирконовых проб. Значения возрастов, рассчитанные по отдельным изотопным отношениям таких КФ, можно рассматривать как реальные неискаженные наложенными процессами датировки кристаллизации цирконов. Таковы, например, U—Pb системы КФ цирконов Семченской габбро-диоритовой интрузии (Центральная Карелия) [8]. В то время как U—Pb системы валовых проб цирконов нарушены, изотопы Pb и U в их КФ находятся в соотношениях, отвечающих времени становления интрузии (рис. 7).

Вместе с тем, как видно из табл. 4, в половине случаев КФ цирконов различного генезиса представляют открытые геохимические системы относительно изотопов Pb и U. Возникновение дискордантной кристаллической составляющей циркона объясняется смешением двух кристаллических фаз: конкордантной и дискордантной, находившейся, вероятно, в разуплотненном состоянии в начальные этапы метаморфического воздействия и потерявшей при этом свинец, а затем восстановившей кристаллическую структуру при повышении температуры в кульминационный период метаморфизма. Дискордантность КФ может быть также следствием смешения двух конкордантных КФ цирконов различных генераций [7]. Модель Везерилла наиболее адекватно описывает эволюцию U—Pb изотопных систем КФ подобного рода. Рассмотренному случаю отвечают U—Pb системы КФ цирконов пробы № 61-4 из анортозитов Каларского массива

Измеренные изотопные отношения			Изотопный возраст, млн. лет		
$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
Микроклиновые граниты зоны Полмос-Порос					
687	0,20570	0,21961	2720	1740	1050
159	0,25368	0,46644	2620	1690	1050
Олигоклазовые границы Мурманского блока					
196	0,23740	0,31179	2590	1980	1450
34	0,52872	1,1019	2550	260	80
5702	0,19041	0,06226	2730	1760	1070
1036	0,20990	0,25219	2810	2760	2680

и проб БА-4 из генетически связанных с анортозитовым массивом чарнокитоидов Олекминской зоны (см. табл. 4). Фигуративные точки аппроксимируются прямой, пересекающей конкордию в точках со значениями возрастов: 2670 млн. лет и 1880 млн. лет (рис. 8). Первая датировка указывает на время образования комплекса, а вторая датирует процесс диафтореза.

Таким образом, проведенные исследования показали, что, применяя МДР, можно установить времена основных событий в истории исследуемых

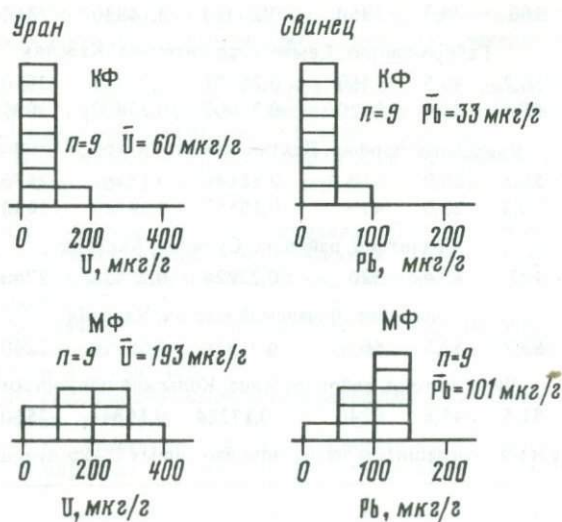


Рис. 6. Гистограммы распределения U и Pb в КФ и валовых образцах цирконов (МФ)

Таблица 4. Изотопы свинца и урана в кристаллических фазах цирконов

№ образца	Содержание, мкг/г		Измеренные изотопные отношения			Изотопные возраст, млн. лет		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$
Гранито-гнейс, Алданский массив								
Д-213-75	85,5	40,0	3730	0,14330	0,19620	2220	2210	2190
Чарнокитоиды, южная часть Олекминской зоны								
БА-1	68,0	41,9	5990	0,18255	0,20878	2660	2660	2670
БА-4	83,0	42,7	3740	0,16680	0,17050	2490	2440	2370
Анортозит, Каларский массив								
61-4	111	56,6	1510	0,16153	0,21614	2380	2330	2280
Эндербит, Становая зона								
82-2	231	117	1690	0,17499	0,11149	2500	2460	2410
9	538	19,0	2430	0,10681	0,13720	1650	380	210
Гранит, поселок Палая Ламба, Карелия								
164/20	83,6	57,4	1690	0,21881	0,15279	2920	2920	2930
189	72,8	52,6	4170	0,23820	0,09230	3090	3110	3140
Лейкогаббро, район Палой Ламбы, Карелия								
94/76	90,8	57,0	2620	0,20698	0,10996	2840	2840	2830
Гранит-порфир, район оз. Остёр, Карелия								
1362	46,9	29,0	7560	0,20740	0,11440	2870	2840	2790
1363	51,2	32,2	2500	0,21010	0,12330	2870	2840	2800
Плагиогранит из гальки конгломератов, район оз. Остёр, Карелия								
А-22	166	70,3	2960	0,20030	0,14830	2810	2530	2190
Габбро-диорит, Семченская интрузия, Карелия								
849	56,7	40,5	1460	0,21971	0,27411	2910	2870	2815
1	45,4	31,9	8420	0,21002	0,27409	2895	2860	2815
Кварцевый порфир, Лехтинская структура, Карелия								
ЛЖ-60	51,3	26,0	610	0,18180	0,1846	2470	2380	2290
519а	50,3	28,0	470	0,18562	0,19749	2440	2425	2405
Гранитоид, район оз. Суоярви, Карелия								
2009	102	65,4	320	0,22828	0,23826	2740	2640	2520
Эндербит, Вичанский массив, Карелия								
В-2204	53,9	52,5	56	0,37310	0,75719	2280	2220	2150
Чарнокитоид, район ст. Кица, Кольский полуостров								
2004	81,5	45,6	6240	0,17224	0,16341	2560	2555	2550

Примечание. Погрешность измерения изотопных U-Pb отношений 2% (2σ).

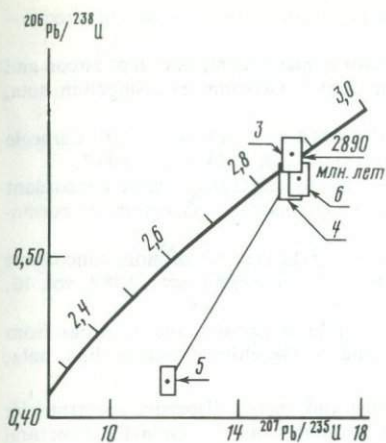


Рис. 7. U-Pb график цирконов Семченской габбро-диоритовой интрузии (Карелия)
1 — циркон, обработанный HNO_3 ; 2 — КФ

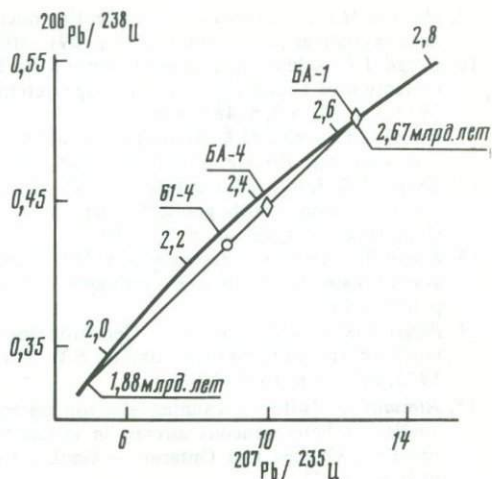


Рис. 8. U-Pb график цирконов анортозитов Каларского массива (№ 61-4) и черно-китоидов Олекминской зоны (БА-1 и БА-4)

цирконов. МДР, наряду с методом высокоградиентной магнитной сепарации в сочетании со шлифовкой, представляется перспективным методом для получения неискаженной возрастной информации по гетерогенным цирконам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горохов И.М. Рубидий-стронциевый метод и его применение для датирования геологических процессов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1979. 45 с.
2. Краснобаев А.А., Иволина Т.Е., Федоровских А.А., Полежаев Ю.М. Определение метамиктности цирконов методом инфракрасной спектроскопии. — В кн.: Ежегодник ИГГ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975, с. 148–149.
3. Левченко О.А., Макеев А.Ф., Шулешко И.К. и др. Уран-свинцовое изохронное датирование цирконов гетерогенного строения. — Докл. АН СССР, 1980, 251, № 2, с. 423–426.
4. Лобиков А.Ф., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Изотопно-геохимические исследования гранитов Карташевского массива (Центральная Карелия): новые данные о его генезисе и возрасте. — В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л.: Наука, 1982, с. 71–83.
5. Макеев А.Ф., Левченко О.А., Овчинникова Г.В. и др. Изучение миграции свинца и урана в цирконах методом дифференциального растворения. — Радиохимия, 1978, т. 20, вып. 3, с. 439–445.
6. Макеев А.Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л.: Наука, 1981. 64 с.
7. Мельников Н.Н., Левченко О.А. Двухстадийная модель развития уран-свинцовых систем в цирконах. — В кн.: Методы изотопной геологии. М.: ГЕОХИ, 1983, ч. 1, с. 101–103.
8. Сергеев С.А., Арестова Н.А., Левченко О.А., Яковлева С.З. Изотопный уран-свинцовый возраст Семченской интрузии габбро-диоритов (Карелия). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 11, с. 15–20.

9. Holland M.D., Gottfried D. The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. — Acta crystallogr., 1955, vol. 8, N 6, p. 291–300.
10. Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. — Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, N 3, p. 485–494.
11. Krogh T.E., Davis G.L. Alteration in zircon with discordant U–Pb ages. — In: Carnegie Inst. annu. rep. Dir. Geophys. Lab., 1973–1974. Wash. (D.C.), 1974, p. 560–567.
12. Krogh T.E. Improved accuracy of U–Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. — Geochim. et cosmochim. acta, 1982, vol. 46, p. 631–635.
13. Krogh T.E. Improved accuracy of U–Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. — Geochim. et cosmochim. acta, 1982, vol. 46, p. 637–649.
14. Pidgeon R.T., Hopwood A.M. Geochronology of archaean gneisses and tonalites from north of the Frederikshabs isblink, S.W. Greenland. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, vol. 39, p. 1333–1346.
15. Rimsaite J. Isotope, scanning electron microscope and energy dispersive spectrometer studies of heterogeneous zircons in radioactive granites from the Grenville structural province, Quebec and Ontario. — Geol. Surv. Canada. Curr. Res., 1981, pap. 81-1B, pt B, p. 25–35.

УДК 550.42

*И.М. Морозова, Н.В. Котов, А.С. Кириллов,
Е.Р. Друбецкой, Д.П. Крылов*

КОНЦЕПЦИЯ "Пороговых температур" и роль флюидного режима при миграции аргона

Для интерпретации спектров "кажущихся" значений К–Аг возраста широко привлекается концепция пороговых температур сохранности аргона (T_c) или температур блокирования [21]. Согласно этой концепции, значения К–Аг возраста минералов соответствуют времени прохождения ими в процессе охлаждения определенной T_c , при которой практически прекращается миграция аргона. Общепринятые значения T_c оценены исходя из вариаций К–Аг возраста минералов в зонах контактового метаморфизма [17, 18], скважинах глубокого бурения [25], метаморфической зональности, а также из опытов по нагреванию минералов в вакуумных и гидротермальных условиях [9]. Расчеты T_c проводятся на основании представлений классической объемной диффузии [12].

Согласно представлениям классической диффузии выделение всего количества содержащегося в минерале радиогенного аргона происходит с едиными параметрами диффузии E и D (энергия активации и коэффициент диффузии). Температура закрытия К–Аг систем минералов, рассчитанная исходя из принятых E, D , равна температуре их открытия. Это положение выявляет следующую определенную последовательность "кажущихся" значений К–Аг возраста минералов независимо от термической истории пород (охлаждение или эпизодический повторный прогрев):

$$t_{\text{амф}}^{\text{К-Аг}} \geq t_{\text{му}}^{\text{К-Аг}} > t_{\text{би}}^{\text{К-Аг}} > t_{\text{кпш}}^{\text{К-Аг}}$$

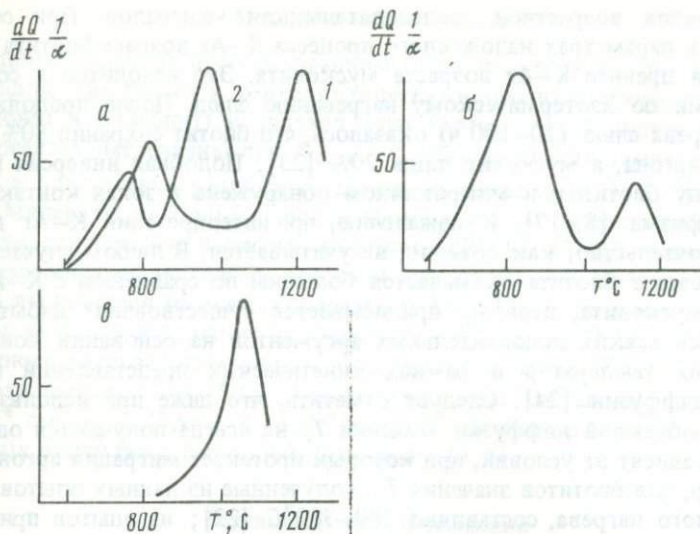


Рис. 1. Кинетические кривые выделения аргона из минералов

a — биотиты; 1 — из нефелиновых сиенитов (Алдан); 2 — из гранитов Выборгского массива (Карелия); *б* — мусковит из сланцев свиты Полмос-Порос (Кольский полуостров); *в* — амфибол из сланцев свиты Полмос-Порос (Кольский полуостров)

Нарушение определенной последовательности является основой для диагностирования аргона избыточного, "захваченного" от избыточного реликтового, "унаследованного".

Общепринятая концепция пороговых температур имеет ряд существенных ограничений. Опыты по миграции аргона в вакууме выявили возможность существования ряда значений энергии активации выделения аргона из одного минерала. Распределение аргона по энергетическим состояниям в условиях вакуумного нагревания во многом определяется кристаллохимией минералов [7]. Сложный химический состав и кристаллохимическое распределение элементов внутри решетки биотитов в отличие от мусковита определяют многообразие характера выделения радиогенного аргона из биотитов. Типичные кинетические кривые выделения аргона из биотита, мусковита и амфибола представлены на рис. 1. Отмеченные особенности в кинетике выделения аргона необходимо учитывать, если условия потери в природе близки к вакуумным (например, в случае слюд — это условия, при которых они находятся вне поля стабильности). В подобных условиях охлаждения пород полное прекращение потери радиогенного аргона, т. е. закрытие К—Аг систем минералов наступает при T_c , величина которой определяется параметрами миграции аргона из первого, низкоэнергетического положения. Однако в случае повторного метаморфического эпизода доля сохранившегося аргона будет зависеть от заселенности им высокотемпературного и, следовательно, высокоэнергетического состояния. Именно отсюда различия в характере выделения аргона из минералов и обуславливают возможность инверсии общепри-

нятых рядов возрастной последовательности минералов. При соответствующих параметрах наложенного процесса К—Аг возраст биотита может оказаться древнее К—Аг возраста мусковита. Это находится в согласии с опытами по изотермическому нагреванию слюд. После продолжительного нагрева слюд (20—100 ч) оказалось, что биотит сохранил 80% радиогенного аргона, а мусковит лишь 70% [23]. Подобная инверсия возрастов между биотитом и микроклином обнаружена в зонах контактового метаморфизма [8, 17]. К сожалению, при интерпретации К—Аг данных это обстоятельство, как правило, не учитывается. В любом случае, в котором возраст биотита оказывается большим по сравнению с К—Аг возрастом мусковита, первому приписывается существование избыточного аргона без всяких дополнительных аргументов на основании концепции пороговых температур в рамках кинетических представлений классической диффузии [24]. Следует отметить, что даже при использовании формул объемной диффузии значения T_c не всегда получаются одинаковыми и зависят от условий, при которых протекает миграция аргона. Так, например, для биотитов значения T_c , полученные из данных опытов гидротермального нагрева, составляют 280—380°C [22]; из опытов при нагревании в вакууме — 350—400°C [9]; из вариаций значений К—Аг возраста в природных условиях — 225°C [25] и т. д. При интерпретации К—Аг данных некоторые авторы предпочитают использовать параметры, вычисленные из опытов по гидротермальной обработке слюд [14], полагая, что механизм перемещения по ненарушенной структуре минерала отвечает модели объемной диффузии. Другие исследователи не исключают возможности использования кинетических параметров, рассчитанных из опытов по миграции аргона в вакууме [8], учитывая вышеотмеченные особенности выделения аргона вне поля стабильности слюд. Наибольшее возражение вызывает третий, логически неоправданный подход, в котором кинетические параметры рассчитываются на основании результатов по миграции аргона в вакууме, но при этом в качестве реальной пороговой температуры принимается значение T_c , среднее из двух, вычисленных отдельно в области низких и высоких температур выделения аргона [9]. Концепция пороговых температур стала настолько традиционной, что при интерпретации данных К—Аг возраста минералов совсем не учитываются закономерности миграции в процессах химической перекристаллизации при повышенных P — T -условиях. В настоящее время нет информации о механизме потери и приобретения аргона в процессах высокотемпературной трансформации минералов. Не ясны также роль и соотношение перекристаллизации и диффузии при метаморфизме, а также определяющая роль флюидного режима в процессах химической и изотопной эволюции вещества.

В данной работе рассматриваются эксперименты по миграции аргона в процессах трансформации минералов при повышенных давлении и температуре в присутствии флюидов различного состава.

Методика эксперимента

Гидротермальным преобразованиям были подвергнуты ди- и триоктаэдрические химически и рентгенографически проанализированные слюды (мусковит и флогопит) и полевой шпат (ортоклаз). Исходные минералы подвергались нагреванию при $P_{H_2O} = 1$ кбар в области температур 300–600°C в присутствии растворов различного состава (H_2O , K_2CO_3 , $MgCO_3$, KCl). Минералы исходные и после обработки в автоклаве исследовались методом рентгеновской дифрактометрии (ДРОН-1, $CuK\alpha$) и сопровождалась изотопными анализами аргона и аргонографией. Изотопный анализ аргона выполнялся на масс-спектрометре МИ-1330 в статическом режиме работы методом изотопного разбавления с трассером ^{38}Ar . Погрешность изотопного анализа составляла $< 0,1\%$ для отношения $^{40}Ar/^{38}Ar$ и $< 1\%$ для отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$. Бланк установки составляет по $^{40}Ar - 2 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3$, а по $^{36}Ar - 8 \cdot 10^{-11} \text{ см}^3$ [2]. Детальное описание методики и первых результатов было приведено ранее [3, 4].

Результаты и их обсуждение

Все экспериментальные данные представлены в табл. 1–3 и на рис. 2–6.

Рассмотрим поведение слюд в процессе их гидротермальной трансформации (рис. 2, табл. 1). При обработке мусковита раствором KCl при температуре 500°C и $P_{H_2O} = 1$ кбар никаких структурных изменений минерала обнаружено не было. Рентгенограмма и характер выделения аргона не изменились. Обработка мусковита раствором $MgCO_3$ или $MgCO_3 + KCl$ при температуре 600°C привели к его трансформации. Новообразованной фазой явился флогопит. Соотношение интенсивностей рефлексов мусковита (0,249 нм) и флогопита (0,244; 0,2614) указывает на то, что флогопит составляет 70% новообразованной фазы. При этом количество переработанного мусковита одинаково при обработке раство-

Таблица 1. Результаты по миграции аргона и калия из слюд при процессах их гидротермального преобразования при повышенных P - T -условиях

Реагирующие фазы	$T^\circ C$	Продолжительность обработки, ч	Фазы после реакции	Потери Ar, %
$My + 2 K_2CO_3$	500	21	$Kc + My$ (10% реликтов)	76
$My + 2 K_2CO_3$	500	45	$Kc + My$ (10%)	
$My + 2 K_2CO_3$	500	65	$Kc + My$ (10%)	
$My + MgCO_3 + 0,5 KCl$	600	67	$Fl + My$ (30%)	70–76
$Fl + 2 K_2CO_3$	500	21	Fl	
$Fl + 2 K_2CO_3$	500	45	Fl	16
$Fl + 2 K_2CO_3$	500	65	Fl	
$Fl + MgCO_3 + 0,5 KCl$	600	67	$Fl + Br + Illn$	11

Примечание. My – мусковит, Fl – флогопит, Br – брусит, Kc – кальсилит, $Illn$ – шпинель.

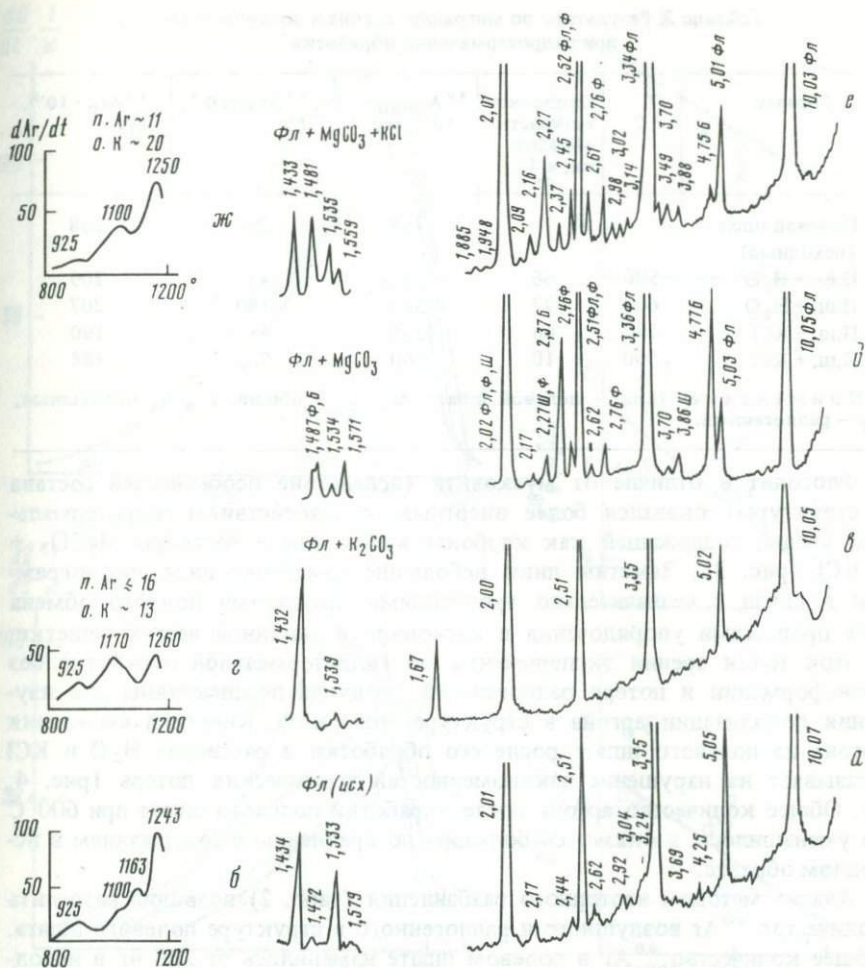


Рис. 3. Результаты опытов по гидротермальной обработке флогопита (аргонограммы и рентгенограммы)

а, б — исходный флогопит; в, г — флогопит после обработки раствором K_2CO_3 ; д — флогопит после обработки раствором $MgCO_3$; е, ж — флогопит после обработки раствором $MgCO_3$ и KCl ; п. Ar — потери аргона

вого мусковита. Аргонограмма материала при отсутствии мусковита указывает на полную сохранность аргона в его втором положении. Таким образом, во вновь образованном кальсилите появляется избыточный аргон. Однако позиция избыточного аргона во вновь образованной фазе метастабильна и более продолжительное преобразование в течение 65 ч приводит к его полному удалению.

Таким образом, в случае иного механизма преобразования слоистого минерала в каркасный создаётся ситуация, более благоприятная для захвата аргона из окружающей среды или его наследования структурой вновь образованного минерала.

Таблица 2. Результаты по миграции аргона в полевом шпате при гидротермальной обработке

Образец	T, °C	Продолжительность обработки, ч	$^{40}\text{Ar}_{\text{общ}} \cdot 10^{-9}$, г/г	$^{40}\text{Ar}_{\text{в}} \cdot 10^{-9}$, г/г	$^{40}\text{Ar}_{\text{р}} \cdot 10^{-9}$, г/г
Полевой шпат (исходный)			258	20	238
П.ш. + H ₂ O	500	66	252	43	209
П.ш. + H ₂ O	600	22	387	180	207
П.ш. + KCl	500	66	235	45	190
П.ш. + KCl	600	10	260	72	188

Примечание: П.ш. — полевой шпат; $\text{Ar}_{\text{общ}}$ — общий, $\text{Ar}_{\text{в}}$ — воздушный, $\text{Ar}_{\text{р}}$ — радиогенный.

Флогопит в отличие от мусковита (вследствие особенностей состава и структуры) оказался более инертным к воздействиям гидротермальной среды, содержащей как карбонат калия, так и растворы $\text{MgCO}_3 + \text{KCl}$ (рис. 3). Заметны лишь небольшие изменения вида аргонограммы в связи с незначительно прошедшими процессами ионного обмена или процессами упорядочения в катионной и анионной частях решетки. С этой точки зрения эксперименты по гидротермальной обработке без трансформации и потери радиогенного продукта перспективны для изучения локализации аргона в структуре минералов. Кинетика выделения аргона из полевого шпата после его обработки в растворах H_2O и KCl указывает на нарушение закономерностей термических потерь (рис. 4, 5). Общее количество аргона после обработки полевого шпата при 600°C не уменьшилось, а оказалось большим по сравнению с содержанием в исходном образце.

Анализ методом изотопного разбавления (табл. 2) позволил разделить количество ^{40}Ar воздушного и радиогенного в структуре полевого шпата. Общее количество ^{40}Ar в полевом шпате изменилось от 258 нг в исходном до 387 нг в обработанном образце; количество радиогенного аргона уменьшилось при этом только на 12%. Таким образом, общее количество ^{40}Ar в обработанном образце увеличилось за счет импрегнации аргона воздушного, растворенного во флюидной фазе. Рассчитанное парциальное давление аргона составляет $\sim 10^{-4}$ атм, количество захваченного аргона соответствует $\sim 1 \cdot 10^{-4}$ см³/г.

Если оценить количество захваченного аргона путем экстраполяции литературных данных по его захвату анортитом, альбитом в сухих условиях при парциальном давлении аргона от 100 до 1 атм, то количество импрегнированного газа окажется на три порядка меньшим [1]. Таким образом, проведенный эксперимент впервые показал возможность импрегнации существенных количеств аргона при незначительном парциальном давлении. Существенно, что захваченный аргон выделяется в области высоких температур от 900 до 1200°C и находится в решетке минерала, а не является слабосвязанным, адсорбированным. Захват в присутствии раствора KCl оказался в три раза менее эффективным.

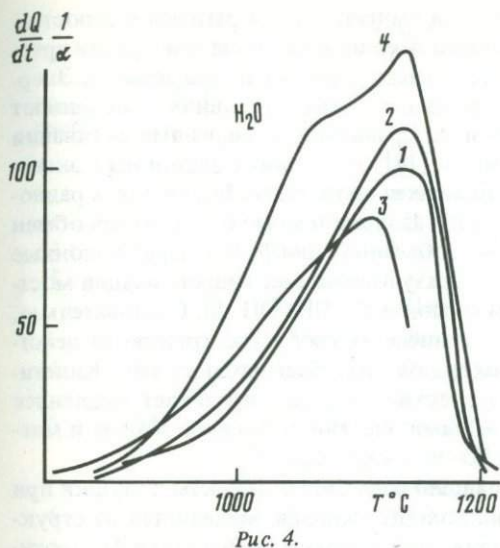


Рис. 4.

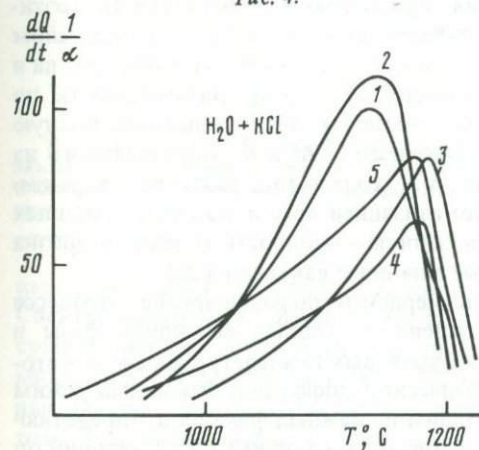


Рис. 5

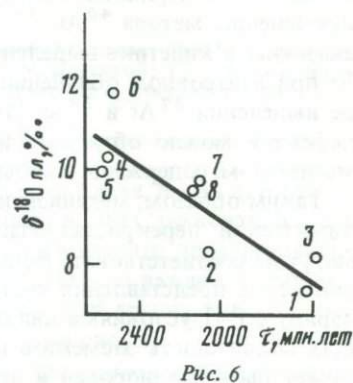
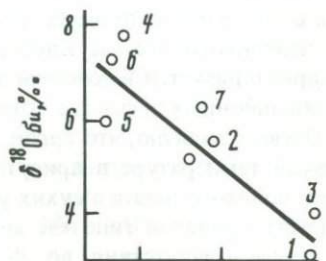
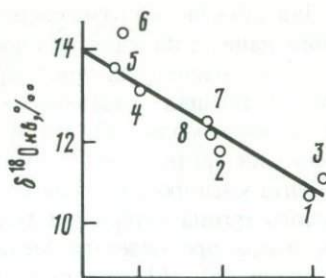


Рис. 6

Рис. 4. Кинематика выделения аргона из полевого шпата исходного и после гидротермальной обработки при $P_{H_2O} = 1$ кбар

1 – исходный образец; 2–4 – образцы после обработки: 2 – 300°С, 24 ч; 3 – 500°С, 66 ч; 4 – 600°С, 22 ч

Рис. 5. Кинетика выделения аргона из полевого шпата исходного и после гидротермальной обработки при $P_{H_2O} + KCl = 1$ кбар

1 – исходный образец; 2–4 – образцы после обработки: 2 – 300°С, 5 ч; 3 – 400°С, 67 ч; 4 – 500°С, 66 ч; 5 – 600°С, 10 ч

Рис. 6. Зависимость между К–Аг возрастом биотитов и изотопно-кислородным составом минералов

Кв – кварц; Би – биотит; Плл – плагиоклаз; номера образцов соответствуют номерам в табл. 3

Для объяснения отмеченных фактов импрегнации обратимся к сопоставлению данных по кинетике изотопного обмена кислорода и миграции аргона в алюмосиликатах при гидротермальных условиях их нагревания. Энергии активации обмена кислорода в этих условиях составляют 20–25 ккал/моль [13, 16] и низки по сравнению с энергиями активации диффузии аргона – 40–60 ккал/моль [14]. В условиях настоящего эксперимента кислород в полевоом шпате должен полностью обменяться, а радиогенного аргона потерялось только 12%. Полагается, что облегченный обмен кислорода протекает по механизму объемной диффузии через анионные вакансии [13, 16], которые легко образуются за счет гидроксильных мостковых связей $\text{Si}-\text{O}$, $\text{Al}-\text{O}$ с образованием $\text{Si}-\text{OH}-\text{OH}-\text{Si}$. Следовательно, именно анионные вакансии, образующиеся за счет каталитического действия воды, логично принять за дефекты-ловушки благородного газа. Кинетика изотопного обмена кислорода в сухих условиях протекает медленнее и характеризуется высокими значениями энергии активации обмена и миграции анионных дефектов (около 70–90 ккал/моль).

Отсюда понятно, что аргон, попавший в анионные дефекты-ловушки при низкой температуре в присутствии водного флюида, выделяется из структуры полевого шпата в сухих условиях при высокой температуре. Не противоречит принятой гипотезе менее эффективный захват аргона минералом в случае присутствия во флюиде ионов Cl^- из-за конкуренции аргона и ионов хлора. Принятая гипотеза подтверждается результатами работы по применению метода $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ к плагиоклазам. Авторы выявили полную аналогию в кинетике выделения избыточного ^{40}Ar и Kr , образованного из Vg при нейтронном облучении; при этом сохранялось различие в характере выделения ^{37}Ar и ^{39}Ar [10]. Локализацией аргона на месте анионных дефектов можно объяснить и повышенную склонность к захвату аргона магнетитом, содержащим избыточные анионные вакансии [20].

Таким образом, механизм и закономерности миграции аргона в процессе химической перекристаллизации зависят от состава флюидной фазы и могут не соответствовать концепции пороговых температур, в основе которой лежат представления чисто термической диффузии. Флюидный режим наряду с $P-T$ -условиями является одним из важных факторов, определяющих подвижность элементов и изотопов, но в отличие от $P-T$ -условий он может быть неоднороден в пространстве в процессах регрессивного метаморфизма, и поэтому температуры закрытия $\text{K}-\text{Ar}$ систем однотипных минералов могут варьировать по температурному интервалу.

Недавно опубликованные работы по датированию норвежских каледонид убедительно продемонстрировали роль и значение химической перекристаллизации при потере аргона [11, 26]. После каледонского воздействия с температурой, превышающей 400°C , т.е. превышающей общепринятую T_c для биотитов, в этих минералах из каледонид Норвегии обнаружено сосуществование двух разновозрастных генераций (1 млрд. и 400 млн. лет). Реальность цифр доказывается совпадением $\text{K}-\text{Ar}$ и $\text{Rb}-\text{Sr}$ данных для биотитов. Определенная связь процессов миграция Ar с флюидным режимом видна при сопоставлении данных $\text{K}-\text{Ar}$ возраста минералов с их изотопно-кислородными характеристиками на примере минералов из полиметаморфических пород свиты Полмос-Порос и Беломорья (Кольский полуостров [6]. Основой для совместного рассмотрения возрастных дан-

Таблица 3. К—Аг, Rb—Sr возраст биотитов
и изотопно-кислородный состав кварца

Номер пробы	№ образца	Ассоциация \downarrow	$\delta^{18}\text{O}$ кварца, %	Возраст, млн. лет	
				К—Аг	Rb—Sr
Чупинская свита					
1	7а	Гр—Би—Пл(№ 31) — Кв	10,8 ± 0,05	1658	—
2	14/2	Гр—Би—Пл (№ 34) — Кв	11,6 ± 0,05	2030	—
3	7	Гр—Би—Пл (№ 33) — Кв	11,2 ± 0,10	1615	—
Свита Полмос-Порос					
Регрессивный этап					
4	315-35	Би—Анд—Ст—Пл (№ 33) — — Кв	13,0 ± 0,05	2500	—
5	706	Ко—Ст—Би—Анд—Пл (39) — — Кв	13,4 ± 0,20	2530	1730
Прогрессивный этап					
6	717 б	Гр—Ко—Ст—Пл (№ 33) — Кв—Би	14,2 ± 0,10	2525	1590
7	704 а	Гр—Ко—Би—Пл (№ 37) — —Кв	12,3 ± 0,15	2110	1640
8	88 и	Гр—Ко—Би—Пл (№ 41) — — Кв	12,2 ± 0,05	2140	1690

Примечание. Образец № 14/2 — из коллекции М.Е. Салье; № 315-35 — из коллекции С.А. Бушмина, остальные — из коллекции Г.М. Друговой; Гр — гранат, Би — биотит; Пл — плагиоклаз; Кв — кварц; Анд — андалузит; Ст — ставролит; Ко — кордиерит.

ных в этих регионах явилась аналогия в распределении К—Аг датировок. Спектр кажущихся значений К—Аг датировок в этих регионах вызван существованием по крайней мере двух этапов изотопного преобразования минералов (2800—2700 и 1800—1700 млн. лет) Данные включают смешанные значения возраста, связанные с неполной потерей аргона или его захватом. Результаты изучения отражены в табл. 3 и на рис. 6.

Результаты изотопного анализа кислорода для равновесных триплетов (Кв—Пл—Би) при нанесении их на график с координатами калий—аргоновый возраст (τ) по биотиту — $\delta^{18}\text{O}$ кварца соответствует прямой, на что указывает высокий коэффициент корреляции ($r = +0,942$). При сравнении полученного коэффициента корреляции с табличным значением для числа степеней свобод, равного ($f = n - 2$), оказывается, что риск ошибки при принятии гипотезы о существовании линейной связи между τ и $\delta^{18}\text{O}$ много меньше 1% ($r_{0,01}(6) = 0,834$). Таким образом, устанавливается связь между кажущимися значениями К—Аг возраста биотитов и изотопно-кислородными параметрами кварца из одной и той же ассоциации, которая выражается уравнением регрессии $\delta^{18}\text{O}_{\text{кв}} = 0,00293 \tau + 6,06$. Такая же зависимость будет существовать и для других минералов с учетом равновесности триплетов. Объяснение полученной корреляции целиком определяется смыслом "кажущихся" значений К—Аг возраста. Возникает несколько возможностей интерпретации.

1. Каждое значение К–Аг возраста соответствует последовательным этапам преобразования вещества. При этом полученная корреляция отражает одновременность формирования изотопного состава кварца на регрессивных ветвях каждого этапа (при понижении температуры).

2. К–Аг данные отражают два этапа изотопного преобразования вещества: около 2700 млн. лет и 1700 млн. лет. Остальные значения "смешанные", не имеющие геологического смысла, "завышенные" по отношению к последнему этапу (1700 млн. лет) за счет присутствия аргона "избыточного", реликтового, унаследованного или захваченного из окружения по своему генезису. Соответственно и изотопный состав кислорода в кварце отражает два этапа, т.е. промежуточные значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{КВ}}$ из-за обмена, не дошедшего до конца в течение повторного воздействия.

3. Выявленная корреляция просто отражает связь между константами миграции аргона (его захвата или потери) и изотопным составом кварца в зависимости от параметров флюидного режима.

Первое предположение мало реально на основании практики применения К–Аг метода. Широкие спектры "кажущихся" значений К–Аг возраста являются, как правило, результатом частичной потери аргона из биотитов или его захватом во время последнего эпизода.

При рассмотрении второго предположения существенно то, что корреляция выдерживается только для изотопно-равновесных триплетов и нет значений $\delta^{18}\text{O}$ промежуточных за счет незавершенного обмена. Rb–Sr возраст биотитов указывает на полную потерю ими стронция 1500–1800 млн. лет тому назад [19]. Учитывая меньшую или одинаковую подвижность радиогенного стронция и кислорода в биотитах, можно полагать, что изотопно-кислородный состав минералов также сформировался последний раз в наложенном процессе 1500–1800 млн. лет назад. Минимальная температура этого процесса соответствует, согласно изотопно-кислородным данным, $425 \pm 15^\circ\text{C}$, а вариации $\delta^{18}\text{O}$ для однотипных минералов различных пород – результат вариаций изотопно-кислородного и химического составов флюида, что свидетельствует об ограниченных масштабах подвижности последнего. На основании всего отмеченного, третье предположение оказывается единственно реальным. Вариации параметров флюидного режима в пространстве оказались одновременно ответственны за интенсивность миграции аргона, его захват или потерю и за формирование изотопно-кислородных характеристик минералов.

Резюмируя все вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Механизм и закономерности миграции аргона, его потери и импрегнации зависят от состава флюидной фазы и могут не соответствовать чисто термической диффузии. Это необходимо учитывать при интерпретации К–Аг данных и диагностировании присутствия избыточного аргона.

2. На примере полевого шпата впервые показано, что в присутствии водного флюида захват значительных количеств аргона ($\sim 10^{-4}$ см³/г) может происходить при небольших парциальных давлениях ($\sim 10^{-4}$ атм) за счет гидроксилации кремнекислородных связей с образованием анионных дефектов-ловушек для инертного газа.

3. Полезная информация о некоторых параметрах флюидного режима заключена в изотопно-кислородном составе минералов. Совместное рас-

смотрение изотопно-кислородных и геохронологических данных позволяет полнее охарактеризовать условия закрытия изотопных систем в минералах и соотнести время формирования в них изотопного состава кислорода с определенным этапом метаморфизма в полиметаморфических регионах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Герлинг Э.К., Пушкарев Ю.Л., Котов Н.В. Поведение некоторых минералов при нагревании в условиях повышенного давления аргона. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1965, № 11, с. 3–12.
2. Друбецкой Е.Р., Спрингсон В.Д. Новый комплекс аппаратуры для изотопного анализа аргона. – В кн.: Методические проблемы ядерной геологии. Л.: Наука, 1982, с. 121–129.
3. Котов Н.В., Кириллов А.С., Морозова И.М. и др. Поведение калия, аргона и свинца при гидротермальной обработке калиевого полевого шпата под давлением 100 МПа – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1984, № 6, с. 89–93.
4. Котов Н.В., Кириллов А.С., Морозова И.М. и др. Поведение калия и аргона в процессах гидротермальных преобразований мусковита и флогоцита при повышенных P_{H_2O} – Т параметра. – Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1981, вып. 1, № 6, с. 33–40.
5. Крылов Д.П. Физико-химические условия распределения изотопов кислорода в минеральных ассоциациях метаморфических пород: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. ЛГУ, 1981.
6. Крылов Д.П., Другова Г.М., Морозова И.М., Спрингсон В.Д. Возможности сопоставления изотопно-кислородного состава кварца и калий-аргонового возраста по биотиту в полиметаморфических комплексах. – Докл. АН СССР, 1980, 250, № 3, с. 726–729.
7. Морозова И.М., Меленевский В.Н., Левский Л.К. О влиянии структурно-кристаллохимического фактора на кинетику выделения радиогенного аргона из минералов. – В кн.: Методические проблемы ядерной геологии: Л.: Наука, 1982, с. 32–47.
8. Морозова И.М., Никитина Л.П., Шуркина Л.К. и др. Изотопно-геохронологические и кинетические исследования в зонах контактового метаморфизма (Алданский щит). – В кн.: Проблемы геохронологии и геохимии изотопов. Л.: Наука, 1977, с. 4–29.
9. Berger G.W., Derek J. Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. – Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, N 4, p. 795–811.
10. Claesson S., Roddick J.C. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on the age and metamorphism of the ottfjället dolerites, Särvi Nappe Swedish Caledonides. – Lithos, 1983, vol. 16, N 1, p. 1–84.
11. Chopin C., Maluski H. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of high pressure metamorphic micas from Gran Paradiso area (western Alps): Evidence against the blocking temperature concept. – Contrib. Miner. and Petrol., 1980, vol. 74, N 1, p. 109–122.
12. Dodson M.N. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. – Contrib. Miner. and Petrol., 1973, vol. 40, N 2, p. 259–274.
13. Freer R., Dennis P.F. Oxygen diffusion studies. 1. A preliminary ion microprobe investigation of oxygen diffusion in some rock-forming minerals. – Miner. Mag., 1982, vol. 45, N 1, p. 179–192.
14. Gilletti B.J. Studies in diffusion. 1. Argon in phlogopite mica. – In: Geochemical transport and kinetics. Wash. (D.C.), 1974, p. 107–115.
15. Gilletti B.J., Anderson T.F. Studies in diffusion. 2. Oxygen in phlogopite mica. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, N 2, p. 225–233.
16. Gilletti B.J., Serinset M.P., Jund R.A. Studies in diffusion. 3. Oxygen in feldspars: An ion microprobe determination. – Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 1, p. 45–47.
17. Hart S.R. The petrology and isotopic-mineral ages relations of a contact zone in the Front Range, Colorado. – J. Geol., 1964, vol. 72, N 5, p. 493–525.
18. Hanson G.N., Gast P.W. Kinetic studies in contact metamorphic zone. – Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, N 7, p. 1119–1153.

19. Jager E., Niggli E., Wenk E. Rb-Sr alterbestimmungen an Glimern der Zentralalpen. – Beitr. Geol. Katre Schweiz., 1983, N 7, S. 137.
20. Lancet M.S., Anders E. Solubilities of noble gases in magnetite. – Geochim. et cosmochim. acta, 1973, vol. 37, N 5, p. 1371–1388.
21. Launghlin A.W., Joder H.Y. Introduction and diffusion of argon into natural albite. – In: Carnegie Inst. Annu. rep. Dir. Geophys. Lab. Wash. (D.C.), 1970, p. 145–148.
22. Norwood C.B. Radiogenic argon diffusion in the biotite micas: M.S. thesis/Dep. of Geol. Sci. Brown Univ. 1974. 47 p.
23. Rimsaite J.H.Y. Studies of rock forming micas. – Bull. Geol. Surv. Canada, 1967, vol. 149, N 1, p. 42.
24. Roddick J.C., Cliff R.A., Rex D.C. The evolution of excess argon in alpine biotites – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ analyses. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 48, N 2, p. 185–208.
25. Turner D.L., Forbes R.B. K-Ar studies in two deep basement drill holes: A new geologic estimate of argon bloking for biotite (Abstr.). – Trans. Amer. Geophys. Union, 1976, vol. 52, p. 108.
26. Versure R.H., Andriessen R.H., Boelzijk N.J.A.M. et al. Thermal stability of Rb-Sr and K-Ar biotite systems: Evidence from coexisting Sweconorwegian and Caledonian biotites in S.W. Norway. – Contrib. Miner. and Petrol., 1980, vol. 74, N 3, p. 245.

УДК 550.93:551.71

А.И. Костянов

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ К–Са и Rb–Sr ГЕОХРОНОМЕТРОВ

Соотношения между материнскими и дочерними нуклидами в датированных объектах весьма редко строго отвечают закону радиоактивного накопления, поскольку эти отношения отражают также и закономерности геохимического перераспределения изотопов при вторичных процессах. Существенно, что очень часто метаморфические преобразования не оставляют видимых следов воздействия, и только после доказательства замкнутости радиохимических систем можно делать заключение о реальности геохронологической информации. В противном случае расчет изотопных возрастов носит чисто формальный характер. Критерием достоверности радиологических данных может служить либо совпадение результатов датирования по различным изотопно-геохимическим системам, либо выявление линейных корреляций между изотопными составами дочерних элементов и концентрацией радиоактивных в серии когенетичных образцов – изохронных зависимостей. В настоящее время ядерная геохронология использует различные схемы распадов долгоживущих нуклидов; к традиционным следует отнести β -распад ^{87}Rb , электронный захват ^{40}K , а также радиоактивность изотопов урана и тория. Для U–Th–Pb метода существует внутренний контроль замкнутости системы, поскольку датирование проводится сразу по трем независимым хронометрам $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Кроме того, в U–Pb системе, согласно модели Аренса–Везерилла, можно оценивать реальное время образования геохимически открытых объектов. В плане датирования открытых объектов K–Ar и Rb–Sr методы значительно уступают уран–торий–свинцовому геохронометру. Одним из приемов, позволяющим частично компенсировать этот недостаток K–Ar и Rb–Sr методов, является использование в сочетании с ними схе-

мы β -распада ^{40}K . Теснейшее химическое родство материнских и дочерних нуклидов $\text{K}-\text{Ca}$ и $\text{Rb}-\text{Sr}$ хронометров, а также генетическая связь $\text{K}-\text{Ca}$ и $\text{K}-\text{Ar}$ методов служит основанием для того, чтобы рассматривать их в виде единой системы. Комплексное датирование этими хронометрами способствует не только выявлению реального времени образования геологических объектов, но и позволяет получать сведения об их геологической истории.

Степень открытости той или иной радиохимической системы зависит от целого ряда факторов, таких как кристаллохимические свойства минералов и формы нахождения изотопов в их структуре, геохимические свойства нуклидов, а также от характера и интенсивности вторичных процессов. Анализ кажущихся значений $\text{K}-\text{Ar}$ и $\text{Rb}-\text{Sr}$ возрастов одноименных минералов из зон контактного метаморфизма [8, 14] позволяет отметить тенденцию к некоторой закономерности: $t_{\text{Rb}-\text{Sr}}^{\text{Mu}} \geq t_{\text{K}-\text{Ar}}^{\text{Mu}} > t_{\text{Rb}-\text{Sr}}^{\text{Bt}} \geq t_{\text{K}-\text{Ar}}^{\text{Bt}} \geq t_{\text{Rb}-\text{Sr}}^{\text{Mi}} \gg t_{\text{K}-\text{Ar}}^{\text{Mi}}$ ¹. При обсуждении закономерностей такого рода, по всей видимости, следует исходить из предположения о том, что дискордантность возрастов обусловлена преимущественно миграционными потерями радиогенных нуклидов. Для минералов, которые подвергались выветриванию, отчетливой корреляции между показаниями $\text{K}-\text{Ar}$ и $\text{Rb}-\text{Sr}$ хронометров обычно не наблюдается, но, как правило, $t_{\text{K}-\text{Ar}} > t_{\text{Rb}-\text{Sr}}$ [11, 15]. Приводимые примеры иллюстрируют влияние характера вторичных процессов и различия геохимических свойств нуклидов на степень открытости радиохимических систем. Если в первом случае корреляция изотопных возрастов свидетельствует о схожести механизмов диффузионных потерь радиогенных аргона и стронция при термальных воздействиях, то во втором отсутствие какой-либо зависимости отражает особенность геохимического поведения этих нуклидов в процессах ионного обмена. Более тонкую информацию о миграционном перераспределении радиогенных изотопов можно было бы получать при комплексном исследовании $\text{K}-\text{Ar}-\text{Ca}$ и $\text{Rb}-\text{Sr}$ радиохимических систем. В соответствии с уравнениями радиоактивного накопления:

$$^{87}\text{Sr}^* = ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda_{\text{Rb}}t} - 1)$$

$$^{40}\text{Ca}^* = \frac{\lambda_{\text{K}\beta}}{\lambda_{\text{K}}} \cdot ^{40}\text{K}(e^{\lambda_{\text{K}}t} - 1)$$

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_{\text{K}\epsilon}}{\lambda_{\text{K}}} \cdot ^{40}\text{K}(e^{\lambda_{\text{K}}t} - 1).$$

Графический вид теоретических зависимостей изменения $^{40}\text{Ca}^*/^{40}\text{K}$, $^{87}\text{Sr}^*/^{87}\text{Rb}$ и $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ с течением времени представлен на рис. 1. Анализ экспериментальных результатов в этих координатах корректен только для одновозрастных когенетических объектов, которые подвергались эпизодическим воздействиям. Рассмотрим несколько характерных случаев. Если при метаморфизме происходили одинаковые миграционные потери радио-

¹ *Mu* – мусковит, *Bt* – биотит, *Mi* – микроклин.

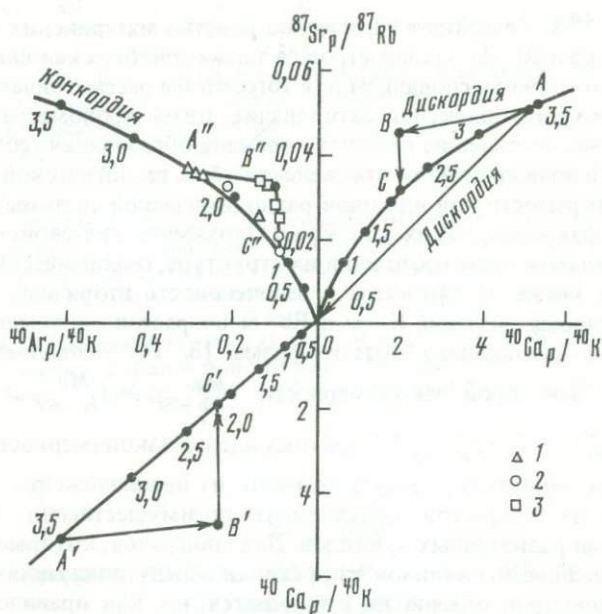


Рис. 1. Соотношения между радиогенными и радиоактивными нуклидами K—Ar—Ca и Rb—Sr радиохимических систем в геохимически открытых и замкнутых объектах ABC — дискордия, построенная по результатам работы [2]; 1 — мусковит; 2 — микроклины; 3 — биотит

генных кальция и стронция ($\Delta^{40}\text{Ca}^* = \Delta^{87}\text{Sr}^*$), то между отношениями $^{40}\text{Ca}^*/^{40}\text{K}$ и $^{87}\text{Sr}^*/^{87}\text{Rb}$ должна существовать линейная корреляция (AO). Причем верхнее пересечение дискордии с кривой согласованных возрастов определит время образования, а нижнее — время преобразования датированного объекта. При преимущественной миграции одного из нуклидов, но в постоянной пропорции ($\Delta^{40}\text{Ca}^* = m \Delta^{87}\text{Sr}^*$, $m = \text{const}$, $m < 1$) дискордия должна изображаться ломаной линией ABC. Точка перегиба соответствует полным потерям радиогенного кальция в момент времени C. На рис. 1 представлены также значения отношений между материнскими и дочерними нуклидами в K—Ar и Rb—Sr радиохимических системах минералов из зоны контактного метаморфизма [8]. Расположение точек указывает на принципиальную возможность реализации в природе приведенной выше модели. При этом можно предполагать существование более строгой корреляции между кажущимися K—Ca и Rb—Sr возрастами в геохимически открытых объектах.

В отличие от K—Ar и Rb—Sr методов калий-кальциевое датирование используется относительно редко. Значительные масс-дискриминационные эффекты при анализе легких элементов на фоне небольших смещений изотопного состава, определяемых тем, что радиогенный и наиболее распространенный нуклиды кальция имеют одно и то же массовое число, сдерживали развитие метода. Тем не менее современные масс-спектрометрические приборы позволяют проводить измерения изотопных составов с точностью, достигающей сотых и даже тысячных долей процента, что создает реальные

предпосылки для внедрения К—Са радиохимической системы в практику радиологических исследований.

Следует отметить, что дискриминация сигналов может быть сведена к минимуму либо к постоянной величине выбором оптимальных условий процессов ионообразования в твердофазном источнике масс-спектрометра. В этой связи были изучены вариации изотопного состава кальция в зависимости от солевых форм образцов, температурных режимов источника ионов, а также законов, по которым осуществляется нормализация измеряемых отношений. Исследования проводились на серийном масс-спектрометре МИ-1201 в трехленточном режиме работы источника. Регистрация ионных токов осуществлялась измерительно-вычислительным комплексом (ИВК) на базе малой специализированной машины "Электроника ТЗ-16" [1]. В состав комплекса также входил цифровой измерительный прибор (ЦИП-1), блок интерфейсных плат и блок согласования автоматики масс-спектрометра с ИВК. Автоматизация процесса измерений существенно повысила надежность и точность изотопной информации, в частности, была достигнута воспроизводимость нормированного отношения $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ 0,03—0,05%.

Образцы в количествах 10—50 γ наносились на ленту-испаритель ионного источника в форме нитратов, карбонатов и фторидов. Кроме того, исследовались природные кальциевые минералы. При этом кальциты и флюориты анализировались без какой-либо предварительной химической подготовки, минералы растирались и в виде водной суспензии помещались на испаритель. Апатиты же перед нанесением растворялись в азотной кислоте.

Для минералов и солей одного химического вида отмечается хорошее совпадение нормированных значений отношения $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ (рис. 2). Процедура нормализации проводилась по формуле:

$$R_{ij}^M = R_{ij}^c \left[1 \pm \frac{m_{ij}}{m_{ik}} \left(\frac{R_{ik}^M}{R_{ik}^c} - 1 \right) \right].$$

В ее основе лежат представления о том, что коэффициент фракционирования α в первом приближении пропорционален разности масс изотопов:

$R_{ij}^c = R_{ij}^M (1 + \alpha)^{m_{ij}}$, где индекс "с" относится к стандартным отношениям, "м" — к измеренным, а $m_{ij} = m_i - m_j$. В качестве стандартного принято отношение $^{42}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$, равное 0,3075, значение которого было получено после математической обработки всего массива экспериментальных данных для солей и минералов определенного химического вида; алгоритм вычисления будет описан ниже. Выбор именно такого закона нормализации обоснован выявленной линейной корреляцией между измеряемыми изотопными отношениями в параллельных опытах (рис. 3).

При исследовании вариаций изотопного состава в зависимости от температуры ионизатора был обнаружен эффект, который ранее уже отмечался некоторыми авторами [9, 12]: по мере повышения температуры происходит изменение измеряемых изотопных отношений. Представляется, что эта зависимость, как и систематическое отличие изотопного состава фторидов от изотопного состава других солевых форм (рис. 2), имеют одну

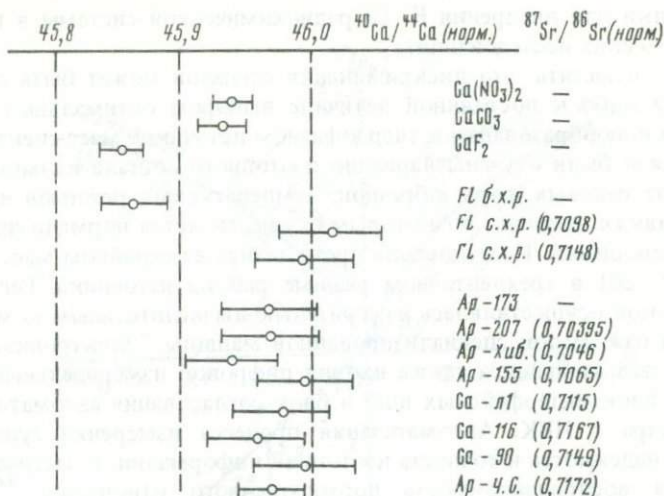


Рис. 2. Вариации изотопного состава кальция в природных кальциевых минералах и солях различного химического вида

Fl — флюорит; Ap — апатит; Ca — кальцит

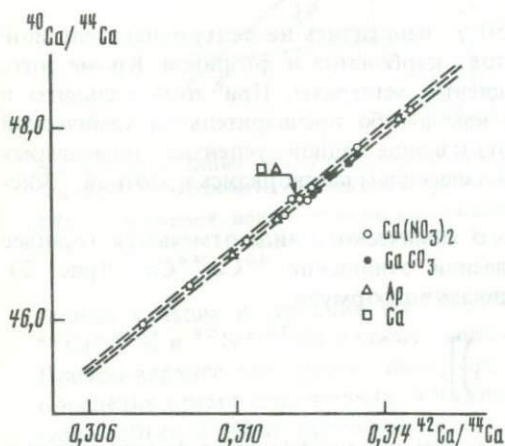


Рис. 3. Вариации ненормированных отношений $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ и $^{42}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ в параллельных опытах

природу, которая обусловлена закономерностями процесса поверхностной ионизации. Механизм образования заряженных частиц состоит в том, что атомы или молекулы, попадая на ионизатор, адсорбируются им и существуют в виде адатомов в течение времени, необходимого для установления термодинамического равновесия между адсорбентом и адсорбатом. Покинуть поверхность ион может лишь в том случае, когда его кинетическая энергия превысит работу десорбции. При этом доля десорбирующихся заряженных частиц будет равна [6]

$$n_+/n_0 = c \exp \left[\frac{l(m)_0 - l(m)_+}{KT} \right],$$

где n_+/n_0 — доля заряженных частиц, десорбирующихся с поверхности ионизатора, $l(m)_+$, $l(m)_0$ — теплоты их испарения, c — предэкспоненциальный множитель. Таким образом, уменьшение значений отношения

$^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ при увеличении температуры ионизатора можно объяснить зависимостью теплоты испарения от массы ($l = f(m)$) (рис. 4). Систематическое отклонение изотопного состава фторидов от других солевых форм, по всей видимости, связано с тем, что при хемосорбции фтора, который образуется при диссоциации CaF_2 , в силу его сильной электроотрицательности происходит увеличение работы выхода подложки, и тогда в соответствии с соотношением Шоттки: $e(f - V) = I_{00} - I_{0+}$, изменяются также и изотермические теплоты испарения ионов кальция. Весьма показательно, что после химического разложения флюоритов и хроматографического выделения из них кальция (эта процедура сопровождается переводом кальция из фторидной в нитратную форму) его изотопный состав совпал с составом $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ (см. рис. 2).

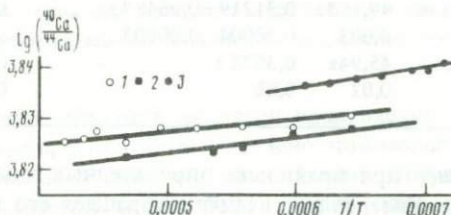


Рис. 4. Зависимость $\lg(^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca})$ от $1/T$
 1 — $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$; 2 — CaF_2 ; 3 — по результатам работы [6]

Не менее актуальным является вопрос, связанный с фракционированием изотопов в течение опыта. Различие скоростей испарения приводит к прогрессивному обогащению пробы более тяжелыми нуклидами. Причем величины эффектов при анализе кальция, у которого наибольшая после водорода и гелия разность между массовыми числами изотопов, могут достигать нескольких процентов. Х. Канно [10] была выведена зависимость, позволяющая рассчитать нефракционированные отношения по измеренным исходя из химического состава паров и количества испарившегося образца:

$$(\alpha - 1) \lg \frac{Q}{Q_0} = \lg \frac{R}{R_0} + (\alpha - 1) \lg \frac{R + 1}{R_0 + 1},$$

где $\alpha = \sqrt{\frac{MA_T}{MA_L}}$, MA_T и MA_L — молекулярные веса паров тяжелого и легкого

изотопов. Вариации ненормированных изотопных отношений в солях определенного химического вида между параллельными анализами (см. рис. 3) отражают различную степень истощенности пробы, но для каждого конкрет-

ного опыта можно считать, что $\frac{Q}{Q_0} \approx \text{const}$. Таким образом, если одновременно измеряется несколько отношений, то справедливо следующее равенство:

$$\frac{1}{\alpha_1 - 1} \lg \frac{R_1}{\alpha_1 R_{01}} + \lg \frac{R_1/\alpha_1 + 1}{R_{01} + 1} = \frac{1}{\alpha_2 - 1} \lg \frac{R_2}{\alpha_2 R_{02}} + \lg \frac{R_2/\alpha_2 + 1}{R_{02} + 1} = \dots \quad (1)$$

Таблица 1. Изотопный состав обычного кальция

Образец	Вид источника	$\frac{40\text{Ca}}{44\text{Ca}}$	$\frac{42\text{Ca}}{44\text{Ca}}$	$\frac{43\text{Ca}}{44\text{Ca}}$	$\frac{46\text{Ca}}{44\text{Ca}}$	$\frac{48\text{Ca}}{44\text{Ca}}$	Авторы, год
Са (металлич.)	Ионизация ударом	46,9 ± 2	0,31 ± 0,01	0,071 ± 0,003	0,0016 ± 0,0002	0,091 ± 0,004	Нир, 1938
Девонский известняк	Одноленточный точный	45,70 ± 0,91	0,3090 ± 0,0087	0,0651 ± 0,0022	0,0022 ± 0,0005	0,0943 ± 0,0046	Бакус и др., 1964
NBS-915	Трехленточный	45,66 ± 0,09	0,3077 ± 0,0011	0,0646 ± 0,0009	0,0017 ± 0,0005	0,09131 ± 0,00055	Барнес и др., 1972
Карботат	Трехленточный	45,7	0,3095 ± 0,0009	—	—	—	Колейман 1971
СаF ₂	Одноленточный	47,153 ± 0,003	0,31219 ± 0,00004	0,06487 ± 0,00003	—	0,08874 ± 0,0004	Рассел и др., 1978
СаСО ₃ Са (NO ₃) ₂	Трехленточный	45,94 ± 0,02	0,3075 ± 0,02	—	—	0,0896 ± 0,0006	Данная работа

В идеальном случае, при правильно определенных значениях R_{01} , R_{02} , α_1 , α_2 , подстановка измеренных величин обращает его в тождество. Это условие было положено в основу алгоритма нахождения нефракционированного состава кальция. Программа для ЭВМ "Wang" позволяла методом итераций подобрать такие значения R_{01} , R_{02} , α_1 , α_2 , что после подстановки всех экспериментальных данных квадрат суммы разности между правой и левой частями уравнения (1) был бы минимальным. Пределы, в которых могут находиться истинные значения отношений $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ и $^{42}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$, определены предыдущими исследованиями (табл. 1). Области изменения α_1 и α_2 также известны, поскольку проба может испаряться либо в виде атомов, при этом $\alpha_1 = 1,0488$, либо в виде сверхтяжелой молекулы, тогда $\alpha_1 \rightarrow 1$, кроме того $\alpha_1 = \sqrt{\frac{2\alpha_1^2}{1 + \alpha_1^2}}$. Искомые величины, кото-

рые удовлетворяли бы условиям поставленной задачи, оказались равны: $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca} = 45,94$, $^{42}\text{Ca}/^{44}\text{Ca} = 0,3075$, $\alpha_1 = 1,0488$, $\alpha_2 = 1,0235$. В дальнейшей работе значение отношения $^{42}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ использовалось как стандартное при нормализации, а $^{40}\text{Ca}/^{44}\text{Ca}$ — при вычислении изотопных эффектов, обусловленных β -распадом ^{40}K .

Рассмотрим результаты исследования К—Са и Rb—Sr радиохимических систем минералов различных пегматитовых тел: керамического "Черная салма", литиевых редкометалльных и амазонитовых Кольского полуострова. Некоторые минералы "Черной салмы" являются геохронологическими стандартами, и их анализ позволяет убедиться не только в отсутствии методических погрешностей при использовании Rb—Sr метода, но и в целом проконтролировать достоверность изотопно-возрастной информации. Конкордантность результатов датирования керамического пегматита Rb—Sr [3], К—Аг [2] и U—Th—Pb [7] методами предопределяет, что и в отношении других радиохимических систем исследуемый объект также мог оставаться геохимически замкнутым на протяжении по крайней мере 1775 млн. лет. Как уже отмечалось, получение изохронной зависимости

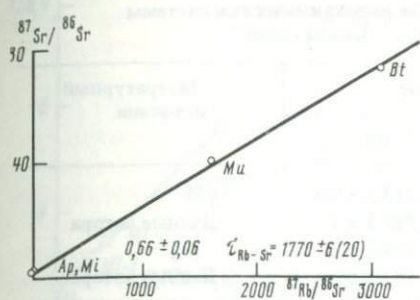


Рис. 5. Rb—Sr изохрона для минералов керамического пегматита "Черная салма"

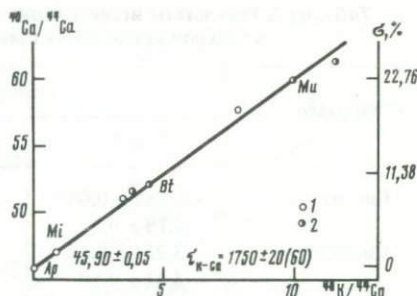


Рис. 6. К—Ca изохрона для минералов керамического пегматита "Черная салма"

1 — необработанный образец; 2 — после кислотной обработки

для когенетичных образцов является практически неоспоримым доказательством реальности возраста. Согласно этой модели фиксируется время последней гомогенизации изотопов. Таким образом, дискордантность изохронных возрастов может быть связана либо с неодновременностью закрытия различных радиохимических систем, либо просто с методическими погрешностями. Причем для К—Ca и Rb—Sr геохронометров, материнские и дочерние нуклиды которых являются химическими аналогами, несогласованность датировок может быть обусловлена только второй причиной.

Изучение Rb—Sr системы в микроклине (*Mi*), мусковите (*Mu*), биотите (*Bt*) и апатите керамического пегматита позволило определить, что изотопный состав стронция в этих минералах был гомогенизирован 1770 млн. лет назад, после чего они оставались геохимически замкнутыми до настоящего времени. Этот вывод обоснован изохронной зависимостью (рис. 5), параметры которой были рассчитаны методом наименьших квадратов:

$$Y_{Rb-Sr} = (0,02548 \pm 0,00013) x + (10,66 \pm 0,06).$$

В апатите, который относится к минералам—акцепторам щелочноземельных элементов, изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7172$) в пределах погрешности совпал со значением свободного члена уравнения изохроны. В табл. 2 представлены результаты определения концентрации ^{87}Rb и $^{87}\text{Sr}^*$ в микроклине и биотите. Сравнение измеренных значений с данными других лабораторий позволяет убедиться в отсутствии существенных погрешностей в аналитике Rb—Sr метода.

Исследование К—Ca радиохимической системы в одноименных минералах пегматита показало, что и этот хронометр фиксирует геологическое событие, которое произошло 1750 млн. лет назад. О геохимической замкнутости пегматита в отношении калия и кальция на протяжении указанного времени свидетельствует выявленная линейная корреляция между изотопными отношениями в координатах К—Ca изохронной модели (рис. 6). Изохрона описывается следующим уравнением:

$$Y_{K-Ca} = (1,469 \pm 0,01) x + (45,90 \pm 0,05).$$

Таблица 2. Результаты исследования Rb—Sr радиохимической системы в геохронологических стандартах "Черная салма"

Образец	Содержание		Литературный источник
	$^87\text{Sr}^*$, γ/r	^87Rb , γ/r	
Биотит	$6,162 \pm 0,055$	$243,3 \pm 8,5$	[2]
	$6,13 \pm 0,2$	$231,8 \pm 7$	Данные автора
Микроклин	$3,224 \pm 0,13$	$124,5 \pm 3$	[3]
	$3,41 \pm 0,17$	132 ± 6	Данные автора

Обращает на себя внимание довольно хорошее совпадение K—Ca и Rb—Sr изохронных возрастов, а также конкордантность их с показаниями U—Th—Pb радиохимической системы и с результатами K—Ar метода [2, 7]. В расчетах изотопных возрастов использованы значения констант: $\lambda_{^87\text{Rb}} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$, $\lambda_{^40\text{K}\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$, $\lambda_{^40\text{K}\epsilon} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$ [13].

Химическое выделение кальция и стронция из минералов проводилось методом ионообменной хроматографии [4], их количественное определение — изотопным разбавлением. Трассеры были обогащены ^{44}Ca и ^{84}Sr . При анализе слюды для повышения относительной доли радиогенного кальция образцы обрабатывались раствором слабой соляной кислоты на холоде. Такой методический прием позволяет удалить кальций обычного изотопного состава, который не связан со структурой минерала [5]. Расположение экспериментальных точек на рис. 6 убедительно показывает, что кислотная обработка не приводит к нарушению временного соотношения между материнскими и дочерними нуклидами. При этом, например, в случае мусковита в раствор перешло порядка 35% кальция и обогащение образца радиогенным ^{40}Ca возрастало с 25% до 33%.

Весьма интересным объектом в плане изучения закономерностей поведения нуклидов K—Ca радиохимической системы являются амазонитоносные пегматиты Кольского полуострова, поскольку низкое фоновое содержание кальция в этом теле (группа плагиоклазов в них представлена альбитом) позволяло предполагать значительные изотопные эффекты. Действительно, в ходе исследования выяснилось, что смещение изотопного состава кальция в микроклинах может достигать 80%. При детальном изучении K—Ca, а также Rb—Sr радиохимических систем калийсодержащих минералов было установлено, что амазонитоносные пегматиты являются геохимически замкнутыми объектами по отношению к щелочным и щелочноземельным элементам на протяжении 1665 млн. лет. При этом K—Ca изохронный возраст минералов оказался равен $1660 \pm 50(120)$ млн. лет (рис. 7.8). Аналитический вид изохрон представлен следующими выражениями:

$$y_{\text{Rb-Sr}} = (0,02393 \pm 0,00002) x + (0,778 \pm 0,05)$$

$$y_{\text{K-Ca}} = (1,353 \pm 0,026) x + (45,97 \pm 0,22).$$

При радиологических исследованиях микроклинов и мусковитов редкометалльных пегматитов структуры Колмозеро—Воронья было отмечено

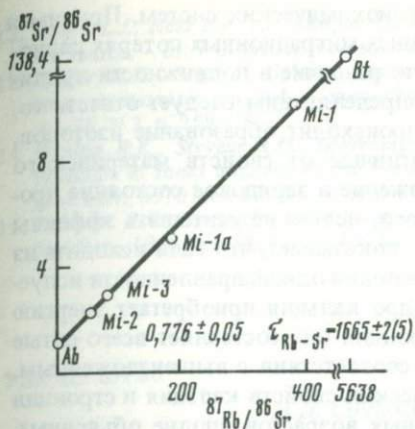


Рис. 7. Rb-Sr изохронная зависимость для минералов амазонитоносных пегматитов Кольского полуострова

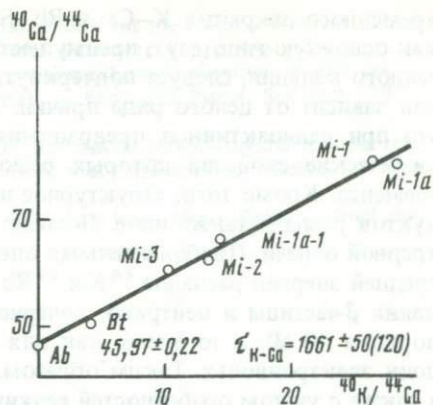


Рис. 8. K-Ca изохронная зависимость для минералов амазонитоносных пегматитов Кольского полуострова

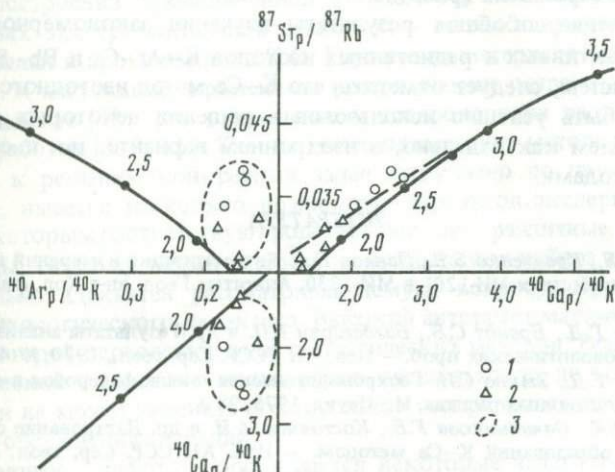


Рис. 9. Соотношения между радиоактивными и радиогенными нуклидами K-Ar-Ca и Rb-Sr радиохимических систем в минералах редкометалльных пегматитов Кольского полуострова

1 — микроклины; 2 — мусковиты

систематическое занижение значений K-Ca возраста по сравнению с рубидий-стронциевыми. Представляется, что наблюдаемая дискордантность, по всей видимости, связана с нарушением геохимической замкнутости образцов под воздействием вторичных процессов. Миграционные потери радиогенного кальция при этом оказываются выше по сравнению с радиогенным стронцием. Привнос в датруемые объекты радиоактивных изотопов, с позиции которого может быть также объяснена несогласованность изотопных возрастов, маловероятен, как, впрочем, и возможность неодно-

временного закрытия К—Са и Rb—Sr радиохимических систем. Принимая как основную гипотезу о преимущественных миграционных потерях радиогенного кальция, следует подчеркнуть, что различие в подвижности нуклидов зависит от целого ряда причин. К определяющим следует отнести то, что при радиоактивных превращениях происходит образование изотопов, химические свойства которых резко отличны от свойств материнского элемента. Кроме того, структурное положение и зарядовое состояние продуктов распада также иное. Помимо этого, нельзя не учитывать эффекты ядерной отдачи. Приблизительная оценка показывает, что если исходить из средней энергии распадов ^{40}K и ^{87}Rb и условия однонаправленности испускания β -частицы и нейтрино, дочернее ядро кальция приобретает энергию порядка 40 эВ, в то время как для стронция она составляет всего сотые доли электронвольт. Таким образом, в соответствии с вышеизложенным, а также с учетом особенностей геохимических свойств кальция и стронция дискордантность К—Са и Rb—Sr изотопных возрастов вполне объяснима. Исследование К—Аг радиохимической системы микроклинов и мусковитов и совместное рассмотрение аналитических результатов с данными К—Са и Rb—Sr методов позволило выявить, что для одноименных образцов характерны преимущественные потери радиогенного аргона по сравнению с кальцием и стронцием (рис. 9).

В заключение, обобщая результаты изучения закономерностей поведения радиоактивных и радиогенных изотопов К—Аг—Са и Rb—Sr радиохимических систем, следует отметить, что К—Са метод изотопного датирования может быть успешно использован в решении некоторых радиологических проблем как отдельно, в изохронном варианте, так и сочетании с другими методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Азбель И.Я., Кравченко З.В., Павлов Г.А.* Автоматизация измерений на серийных масс-спектрометрах МИ-1201 и МИ-1330. Апатиты: Геол. ин-т Кол. фил. АН СССР, 1980, 56 с.
2. *Афанасьев Г.Д., Брандт С.Б., Багдасарян Г.П.* и др. Результаты анализов эталонных геохронологических проб. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85—103.
3. *Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975, 98 с.
4. *Герлинг Э.К., Овчинникова Г.В., Костоянов А.И.* и др. Датирование слюд докембрийских образований К—Са методом. — Изв. АН ССР. Сер. геол. 1980, № 12, с. 14—21.
5. *Овчинников Г.В., Герлинг Э.К., Костоянов А.И.* и др. Сравнительное изучение динамики выделения ^{40}Ca , К, ^{40}Ar из биотита при обработке соляной кислотой. — Геохимия, 1980, № 4, с. 605—610.
6. *Зандберг Э.Я., Ионов Н.И.* Поверхностная ионизация. М.: Наука, 1969. 432 с.
7. *Ступникова Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К.* Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85—103.
8. *Hanson G.N., Gast P.W.* Kinetic studies metamorphic zones. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1967, vol. 31, p. 1119—1153.
9. *Heumann K.G., Lieser K.H., Elias H.* Difficulties in measuring the isotopic abundances of calcium with a mass-spectrometer. — In: *Developments in mass-spectroscopy*. Baltimore ets, 1970, p. 457—460.
10. *Kanno H.* Isotopic fractionation in thermal ion source. — *Bull. Chem. Soc. Jap.*, 1971, vol. 44, N 7, p. 1808—1812.
11. *Kulp I.L., Engels J.* Discordances in K—Ar and Rb—Sr isotopic ages. — In: *Proc. Intern. Atomic Energy Agency, Athens*, 19—23 Nov. 1962, p. 219—238.

12. Moore L.J., Held E.F. An isotopic fractionation model for the multiple filament themal ion source. — In: 7 th Intern. mass-spectrom. conf. Florence, 1976, p. 448–474.
13. Steiger R.H., Sager E. Subcommission on geochronology; convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, N 3, p. 259–266.
14. Wanless R.K., Stevens R.D., Loveridge W.D. Anomalous parent-daughter isotopic relationships in rocks adjacent to the Grenville front near Chibongammi, Quebec. — Eclog. geol. helv., 1970, vol. 63, N 1, p. 345–364.
15. Zartman R.E. Comparison of Rb–Sr ages on biotites from Llano, Texas. — Nucl. Sci. Ser. Rep., 1963, vol. 38, N 1, p. 43–51.

УДК 621.039.86

Д.Д. Соколов, М.И. Буйкайте

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ В РУБИДИЙ–СТРОНЦИЕВОЙ ГЕОХРОНОМЕТРИИ

Метод построения прямолинейной зависимости по данным измерений, отягощенных экспериментальной ошибкой, — метод наименьших квадратов был создан в прошлом веке К.Ф. Гауссом на материале небесной механики [10]. К настоящему времени он исчерпывающе разработан в математическом аспекте [3]; его применение к геохронологии рассмотрено, например, в работах [8, 9, 11]. Тем не менее применение метода наименьших квадратов к решению конкретных задач затруднено по двум причинам. Во-первых, имеется несколько возможных вариантов экспериментальной ситуации, которым соответствуют родственные, но различные статистические методы. Поэтому важно выбрать из имеющегося набора тот, который действительно адекватен рассматриваемому вопросу. Другая причина скорее психологического характера. Высокий авторитет математики приводит к некоторой переоценке силы статистических методов. Реально аппарат математической статистики может играть очень важную, но все же вторичную роль и не может заменить всестороннего геохронологического и геологического обсуждения ситуации.

В настоящей работе обсуждаются некоторые аспекты объединения статистических методов и геолого-геохронологических задач на примере налаживания статистических методов обработки в рубидий-стронциевой группе лаборатории абсолютного возраста и геохимии стабильных изотопов ГИН АН СССР. Это сообщение учитывает и вопросы, которые возникли в ходе обсуждения на Всесоюзной школе-семинаре "Методы изотопной геологии", проходившей в декабре 1983 г. в г. Звенигороде, и аналогичных проблем в других геохронологических группах. Мы благодарны за эти обсуждения Е.В. Бибиковой, В.И. Виноградову, Ю.В. Гольцману, А.З. Журавлеву, Д.З. Журавлеву, В.А. Макарову, Л.А. Неймарку, В.Г. Покровскому, Л.В. Сумину.

Статистическая обработка материала при построении изохроны ставит перед собой прежде всего задачу: выяснить, можно ли отнести разброс экспериментальных точек на изохронной плоскости около прямой—изохроны на счет экспериментальных ошибок или мы должны говорить о наличии геохимической дисперсии и вырисовывающуюся в данных прямолинейную зависимость считать эрохроной. Другими словами, мы должны указать те значения параметров изохроны—наклона (a) и начального отношения (b), при которых разброс около прямой еще допустим. Важно подчеркнуть два обстоятельства. Во-первых, малый разброс около прямой сам по себе не может гарантировать, что это действительно изохрона. Например, прямая может отвечать нереальному возрасту или начальному отношению, или эти значения могут противоречить другой информации, имеющейся об объекте. Разумеется, желание отказаться в такой ситуации от изохронной модели не устраняет необходимости объяснения экспериментальных данных каким-либо другим способом. Такие ситуации реально существуют в уран-свинцовой геохронологии [4]. Это обстоятельство подчеркивают, говоря, что статистические доказательства являются доказательствами опровержения. Они говорят о том, чего быть не может и что может быть, но не математик, а геохронолог должен принять решение об окончательной интерпретации материала.

Другое замечание таково. Чем точнее ведутся измерения, тем труднее бывает провести через экспериментальные точки прямую, тем большее число изохрон переходит в разряд эрохрон. Это утверждение только на первый взгляд парадоксальным. Его нужно понимать следующим образом: изохронная модель справедлива лишь как некоторое приближение, и чем точнее ведутся измерения, тем легче заметить геохимическую дисперсию.

Что касается самих ошибок измерений, то они, конечно, также определяются экспериментально и их значения также представляют собой некоторые случайные величины, больше или меньше отклоняющиеся от истинных значений. Обычна ситуация, в которой измеряемые изотопные отношения и содержания известны с малой ошибкой, но сама эта ошибка известна довольно плохо, с большой неопределенностью. Другими словами, скажем, рубидий—стронциевое отношение может измеряться с ошибкой в 2%, но нет уверенности, что эта ошибка не равна 1,5%, или 1,7%, или даже 2,3%. Для уточнения этой ошибки нужен большой объем измерений отдельного образца, в особенности если эта ошибка не полностью может быть отнесена на счет приборной погрешности, а в заметной степени обусловлена химической обработкой. В этом случае нельзя считать, что поддерживается постоянной относительная ошибка измерения, и вместо детального изучения каждого образца нельзя пользоваться банком данных по параллельным опытам [8]. Обычно такие многократные измерения каждого исследуемого образца невозможны. В этих условиях разумно несколько завязать ошибку (считать ее равной скажем 3% вместо 2% в качестве точно известного верхнего предела).

Это предположение позволяет просто оценить, достаточно ли мал разброс точек относительной прямой. Пусть мы задали значения наклона a и начального отношения b . Тогда при заданном значении стандартных ошибок σ_x и

σ_y ($x = {}^{87}\text{Rb}/{}^{86}\text{Sr}$, $y = {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$) точка может дальше всего отойти от прямой, если она будет удаляться от нее по перпендикуляру, построенному в такой системе координат, в которой расстояния по осям x и y измеряются в естественных единицах σ_x и σ_y . Нетрудно пересчитать эту величину для обычной системы координат. Сумма квадратов таких расстояний и представляет собой ту величину, которая в методе наименьших квадратов измеряет рассеяние точек около прямой. Она зависит, конечно, от набора точек и от значений a и b . Вычисление [9] дает следующую формулу для этой невязки:

$$S(a, b) = \sum_{i=1}^n \frac{(y_i - ax_i - b)^2}{\sigma_{x_i}^2 a^2 + \sigma_{y_i}^2}$$

С другой стороны, можно оценить, какой должна быть невязка с точки зрения теории вероятности. Та величина, не более которой разрешается быть невязке $S(a, b)$, если мы будем учитывать события вероятности, не меньшей, чем $1 - p$ (скажем, $p = 0,95$, т.е. 95%), называется $\chi_{n-2}^2(p)$. Эта величина приводится в таблицах математической статистики (например, в работе [1]). В табл. 1 приведены наиболее часто встречающиеся значения величины $\chi_n^2(p)$. При $n > 30$ для $\chi_n^2(p)$ применимы следующие асимптотические формулы:

$$\chi_n^2(p) = \frac{1}{2} (\sqrt{2n-1} + u_p)^2$$

$$\chi_n^2(p) = n \left(1 - \frac{2}{9n} + u_p \sqrt{\frac{2}{9n}} \right)^2$$

для p , близких к 0 и 1. Величина u_p означает, какому числу стандартных ошибок соответствует заданная вероятность для нормально распределенной случайной величины. Для $p = 0,95$ $u_p = 1,9600$, для $p = 0,999$ $u_p = 3,2905$.

Итак, мы можем (при заданном значении p) принимать те значения параметров a и b , для которых

$$S(a, b) \leq \chi_{n-2}^2(p) \quad (1)$$

Прежде чем перейти к решению неравенства (1), которое и составляет теперь суть метода, нужно сделать еще несколько замечаний. При обосновании неравенства (1) в статистике используется ряд предположений. Во-первых, ошибки по осям x и y считаются независимыми. Для выполнения этого условия полезно измерять содержания и изотопные отношения в разных опытах¹. Далее, при подсчете величины $\chi_n^2(p)$ ошибки считаются гауссовскими. Другими словами, считается, что экспериментальная ошибка формируется не одним фактором, а суммой многих факторов примерно одинаковой величины. В принципе можно проверить степень выполнения этого требования, но оказывается, что если на изохроне лежит достаточно много точек, то отклонения от гауссовости незначительны. Не следует работать с

¹ В случае крайней необходимости можно работать и с коррелированными ошибками σ_x и σ_y , однако в этом случае совершенно необходимо не только более серьезно подойти к определению величин σ_x и σ_y , но и определить коэффициент корреляции между ними. О дальнейшем ходе обработки см., например [5].

Таблица 1. Значения χ_n^2 для двух значений вероятности (0,95 и 0,999) и разного числа точек (число точек $n + 2$)

n	1	2	3	4	5	6
$\chi_n^2 (0,95)$	3,841	5,991	7,815	9,488	11,070	12,592
$\chi_n^2 (0,999)$	10,827	13,815	16,268	18,465	20,517	22,457
n	7	8	9	10	11	12
$\chi_n^2 (0,95)$	14,067	15,507	16,919	18,307	19,675	21,026
$\chi_n^2 (0,999)$	24,322	26,125	27,877	29,588	31,264	32,909
n	13	14	15	16	17	18
$\chi_n^2 (0,95)$	22,362	23,685	24,996	26,296	27,587	28,869
$\chi_n^2 (0,999)$	34,528	36,123	37,697	39,252	40,790	42,312
n	19	20	21	22	23	24
$\chi_n^2 (0,95)$	30,144	31,410	32,671	33,924	35,172	36,415
$\chi_n^2 (0,999)$	43,820	45,315	46,797	48,268	49,728	51,179
n	25	26	27	28	29	30
$\chi_n^2 (0,95)$	37,652	38,885	40,113	41,337	42,557	43,773
$\chi_n^2 (0,999)$	52,620	54,052	55,476	56,893	58,302	59,703

малым количеством точек и потому, что, строго говоря, формула (1) обосновывается лишь для случая квадратичных по a и b функции $S(a, b)$ (к таким дело сводится, если существенны лишь ошибки по одной из осей, т.е. либо $\sigma_{xa} \geq \sigma_y$, либо $\sigma_y \geq \sigma_{xa}$), либо в предположении, что число точек n велико. Опыт статистики подсказывает, что очень хорошим значением является $n > 30$ (на это указывает, в частности, то, что для этих значений n величину $\chi_n^2(p)$ можно вычислять по асимптотической формуле). Вполне приемлемо $n \sim 10$. На практике приходится иметь дело и с меньшими n ($n \sim 5 \div 7$), но в этом случае к статистическим оценкам лучше относиться с некоторой осторожностью. Если же $n = 3 \div 4$, то лучше ограничиться простым построением прямой с помощью линейки и оценить ошибки на глаз.

Построение доверительных интервалов

Неравенство (1) является, вообще говоря, довольно сложным, и, если подходить к нему прямолинейно, то приходится применять серьезную вычислительную технику. Однако очень часто в рубидий-стронциевой геохронологии встречается ситуация, когда экспериментальные ошибки невелики, так что на глаз параметры a и b находятся с хорошей точностью с помощью линейки. Во многих случаях величины a^* и b^* , доставляющие минимум невязки, могут быть получены на глаз с точностью до 1% и лучше. При этом ожидается, что a и b могут уклоняться от значений a^* и b^* не намного — на несколько десятков процентов. Итак, формально неизвестными величинами в неравенстве (1) являются a и b , но в знаменателе формулы для невяз-

ки a стоит рядом с величиной σ_x , которая фактически известна с точностью, худшей, чем a . В таком случае естественно вместо формулы (1) рассмотреть приближенное неравенство

$$\tilde{S}(a, b) = \sum_{i=1}^n \frac{(y_i - ax_i - b)^2}{\sigma_{x_i}^2 A^2 + \sigma_{y_i}^2} \leq \chi_{n-2}^2(p), \quad (2)$$

где A — глазомерная оценка величины a , дающей минимум невязки $\tilde{S}(a, b)$. Решая неравенство (2), а не (1), мы совершим нечувствительную при наших условиях ошибку.

Неравенство (2) легко решается, поскольку оно представляет собой квадратичное неравенство относительно a и b . Линии уровня функции $\tilde{S}(a; b)$, т.е. линии $\tilde{S}(a; b) = \text{const}$ на плоскости $a; b$ (а не на изохронной плоскости!) представляют собой концентрические эллипсы с центром в точке с координатами \bar{a} и \bar{b} , в которой функция $\tilde{S}(a; b)$ минимальна. Величины \bar{a} и \bar{b} находятся из условий

$$\frac{\partial \tilde{S}}{\partial a} = \frac{\partial \tilde{S}}{\partial b} = 0.$$

Именно:

$$\bar{a} = \frac{\alpha_{12}\alpha_{23} - \alpha_{13}\alpha_{22}}{\alpha_{11}\alpha_{22} - (\alpha_{12})^2}, \quad \bar{b} = \frac{\alpha_{12}\alpha_{13} - \alpha_{11}\alpha_{23}}{\alpha_{11}\alpha_{22} - (\alpha_{12})^2},$$

где

$$\alpha_{11} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i^2}{A^2 \sigma_{x_i}^2 + \sigma_{y_i}^2}, \quad \alpha_{22} = \sum_{i=1}^n \frac{1}{A^2 \sigma_{x_i}^2 + \sigma_{y_i}^2}$$

$$\alpha_{12} = \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{A^2 \sigma_{x_i}^2 + \sigma_{y_i}^2}, \quad \alpha_{13} = - \sum_{i=1}^n \frac{x_i y_i}{A^2 \sigma_{x_i}^2 + \sigma_{y_i}^2}$$

$$\alpha_{23} = - \sum_{i=1}^n \frac{y_i}{A^2 \sigma_{x_i}^2 + \sigma_{y_i}^2}.$$

Если $S_{\min} = \tilde{S}(\bar{a}; \bar{b}) > \chi_{n-2}^2(p)$ то, очевидно, значений a и b , удовлетворяющих условию (2), нет и мы должны отвергнуть изохронную модель. Если же $\tilde{S}(\bar{a}; \bar{b}) \leq \chi_{n-2}^2(p)$, то можно построить эллипс, который служит границей доверительной области, т.е. области решений неравенства (2), которая представляет собой область возможных значений возраста и начального отношения.

Нетрудно выписать параметры этого доверительного эллипса (величины полуосей и т.п.), но они не наглядны, не несут характера оценки $\bar{a} \pm \delta a$, $\bar{b} \pm \delta b$, которую принято публиковать в окончательных результатах. Заметим, что для более строгого, чем (2), неравенства (1) дело обстоит еще хуже. Для него доверительная область — не эллипс, а еще более сложная фигура. Эта трудность решается следующим образом. Вместо точного указания доверительной области принято публиковать величины ошибок для a и b , которые грубо характеризуют ее размеры. На рис. 1 указаны величины такого рода. Для δa и δb имеются следующие простые формулы:

$$\delta a = \sqrt{\frac{\chi_{n-2}^2(p) - S_{\min}}{\alpha_{11}}}, \quad \delta b = \sqrt{\frac{\chi_{n-2}^2(p) - S_{\min}}{\alpha_{22}}}, \quad (2)$$

Величины $\bar{\delta} a$ и $\bar{\delta} b$ немного больше. Именно (см., например, [6]):

$$\bar{\delta} a = \delta a \left(\frac{\gamma^2}{1 - \gamma^2} + \sqrt{1 - \gamma^2} \right), \quad \bar{\delta} b = \delta b \left(\frac{\gamma^2}{1 - \gamma^2} + \sqrt{1 - \gamma^2} \right),$$

где

$$\gamma = \frac{\alpha_{12}}{\sqrt{\alpha_{11}\alpha_{22}}}.$$

Все эти несложные вычисления реализованы для автоматизированной обработки на ЭВМ, однако реально для их проведения вполне достаточно

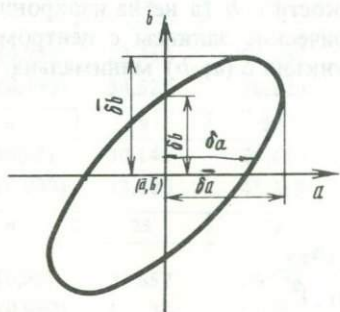


Рис. 1. Эллипс допустимых значений a и b

микрокалькулятора. Расчет занимает не более часа-полтора, при этом он естественно включает в себя и процессы подготовки данных и осмысления результатов счета.

Ясно, что те величины ошибок возраста и начального отношения, которые приводятся в литературе, по необходимости являются очень грубыми характеристиками. Вряд ли оправдана, скажем, задача определения их с точностью до нескольких процентов.

Отметим еще, что доверительное множество и, следовательно, ошибки δa и δb сами являются случайными величинами. Это значит, что если мы определяем их с вероятностью $p = 95\%$ и лаборатория проводит 20 построений изохронных зависимостей, то надо ожидать, что примерно одно из них, проведенное по указанным формулам, окажется неправильным. Конечно, может случиться, что таким будет уже первое определение.

Пример применения метода хи-квадрат

Продемонстрируем применение указанного метода на примере исследования обрамления Каларского анортозитового массива [2]. Экспериментальный материал представлен на рис. 2, а. Кресты у экспериментальных точек указывают значения одной стандартной ошибки по осям x и y . Несомненно, что точки на изохронной плоскости группируются около прямой (рис. 2, б). Глазомерная оценка параметра a : $A_1 = 0,0387$. Параметры прямой, доставляющие минимум невязке, таковы: $a = 0,0383$, $b = 0,70112$, однако $S_{\min} = 50,3$, что значительно превышает $\chi_0^2(0,95) = 16,9$. Поэтому мы должны сделать вывод о том, что наша экспериментальная точность достаточна для обнаружения геохимической дисперсии.

Рис. 2. Пример интерпретации экспериментального материала с помощью критерия χ^2_n

a — исходный материал; *б* — прямая, аппроксимирующая все экспериментальные точки, не удовлетворяет критерию χ^2_n ; *в* — интерпретация материала с помощью двух прямых, которые отвечают двум событиям

Дальнейшая обработка материала существенно связана с представлениями о характере этой дисперсии. В данном случае В.И. Виноградов обратил внимание на то, что экспериментальные точки разбиваются на две группы. Через каждую из этих групп уже проходит прямая. В первую группу попадают точки 1, 2, 4, 5, 8, 10, для нее $a = 0,04057 \pm 0,00126$; $b = 0,70136 \pm 0,00029$; $S_{\min} = 5,51 < \chi^2_4(0,95) = 9,5$. Глазомерная оценка параметра a : $A = 0,04049$. Ко второй группе относятся точки 3, 6, 7, 9, 11. Для них $a = 0,03689 \pm 0,00131$; $b = 0,70078 \pm 0,00037$; $S_{\min} = 0,94 < \chi^2_3(0,95) = 7,8$. Глазомерная оценка параметра a — $A = 0,0369$ (рис. 2, *в*).

В табл. 2 указан порядок вычислений, которого удобно придерживаться при применении излагаемого метода, на примере второй прямой. В обоих случаях $\gamma \approx 0,6$, так что $\delta a = 1,48a$; $\delta b = 1,48b$.

Итак, данные можно интерпретировать как указание на то, что в истории обрамления Каларского анортозитового массива имели место два события с возрастными 2,80 и 2,55 млрд. лет.

Важно подчеркнуть, что с точки зрения статистики этот же материал может получить и иную интерпретацию. Скажем, можно считать, что фиксируется лишь одно событие — образование объекта, но оно заняло длительный промежуток времени, соответствующий $a_2 - a_1$, т.е. около 300 млн лет. В принципе возможна статистическая проверка того, какая из этих возможностей лучше согласуется с экспериментом, не в том смысле, конечно, что для нее меньше значение величин типа S_{\min} , а в том, насколько хорошо выполняются различные дополнительные тесты. Например, с точки зрения второго варианта интерпретации трудно объяснить, почему на рис. 2, *в* не появляется точек между двумя прямыми (их в этой области примерно вдвое меньше, чем должно было бы быть). Однако вряд ли при имеющемся сравнительно небольшом объеме материала уместно делать столь тонкие оценки. Гораздо большую помощь здесь может и должно принести привлечение дополнительного материала. Во-первых, естественно думать, что породы, сохранившие память о каждом из двух событий, должны отличаться либо местоположением, либо петрографическими характеристиками, либо

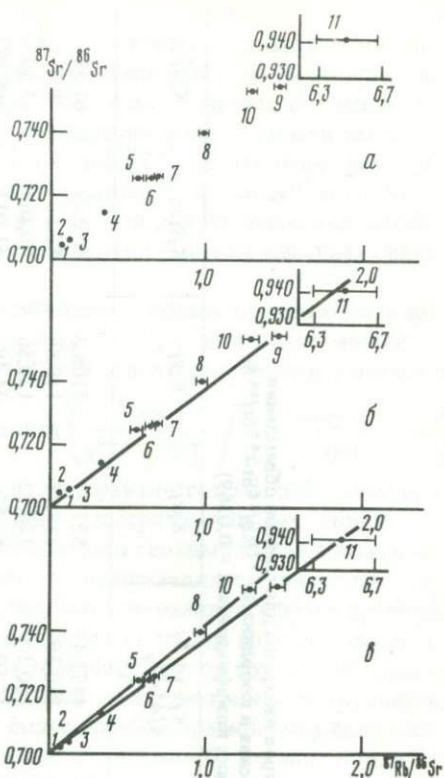


Таблица 2. Вычисление параметров изохроны для гнейсов обрамления
Каларского анортозитового массива в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
(предварительная оценка коэффициента $A = 0,0369$)

№ пробы	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = x_i$	σ_{x_i}	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = y_i$	σ_{y_i}	$K_i = 10^{-4} /$ $(A^2 \sigma_{x_i}^2 + \sigma_{y_i}^2)$	$K_i x_i$	$K_i y_i$	$K_i x_i y_i$	$K_i x_i^2$
3	0,117	0,003	0,70509	0,0001	4493,47	525,77	3168,3	370,69	61,511
6	0,662	0,02	0,72573	0,0001	180,30	119,35	130,85	86,62	79,01
7	0,689	0,02	0,72582	0,0001	180,30	124,22	130,86	90,164	85,59
9	1,480	0,04	0,75487	0,0001	45,69	67,62	34,49	51,047	100,08
11	6,470	0,20	0,94133	0,0001	1,83	11,88	1,73	11,18	76,84

$$\bar{a} = \frac{\alpha_{12}\alpha_{23} - \alpha_{13}\alpha_{22}}{\alpha_{11}\alpha_{22} - (\alpha_{12})^2} = 0,03689$$

$$\bar{b} = \frac{\alpha_{12}\alpha_{13} - \alpha_{11}\alpha_{23}}{\alpha_{11}\alpha_{22} - (\alpha_{12})^2} = 0,70078$$

$$S_{\min} = \tilde{S}(\bar{a}, \bar{b}) = \sum_{i=1}^n \frac{(y_i - \bar{a}x_i - \bar{b})^2}{A^2 \delta_{x_i}^2 + \delta_{y_i}^2} = 0,0 + 0,51 + 0,25 + 0,12 + 0,06 = 0,94 < \chi^2(0,95) = 7,815$$

$$\delta a = \sqrt{\frac{\chi_{n-2}^2 - S(\bar{a}, \bar{b})}{\alpha_{11}}} = 0,00131, \quad \delta b = \sqrt{\frac{\chi_{n-2}^2 - S(\bar{a}, \bar{b})}{\alpha_{22}}} = 0,00037$$

$$\begin{aligned} \Sigma K_i &= 4901,594 = \alpha_{22} \cdot 10^{-4} \\ \Sigma K_i x_i &= 848,82 = \alpha_{12} \cdot 10^{-4} \\ \Sigma K_i y_i &= 3466,24 = -\alpha_{23} \cdot 10^4 \\ \Sigma K_i x_i y_i &= 609,70 = -\alpha_{13} \cdot 10^{-4} \\ \Sigma K_i x_i^2 &= 403,04 = \alpha_{11} \cdot 10^{-4} \end{aligned}$$

чем-то еще. В данном случае различие удалось связать с развитием вторичных минералов во второй группе пород. К сожалению, это было сделано не до, а после статистического анализа, что сильно снижает его ценность. Вообще говоря, в такой ситуации для повышения объективности было бы полезно провести новый отбор проб и их анализ с учетом этого фактора. Однако это возможно далеко не в каждом случае. В такой ситуации более реально сопоставление с результатами других методов по аналогичным объектам. В частности, синхронные события на других близких массивах действительно были обнаружены [7].

Отметим также, что определенным доводом в пользу предложенной интерпретации является весьма маленькое значение S_{\min} для более молодого возраста прямой ($S_{\min_2}/\chi_{n_2-2}^2(p) = 0,12$) и значительно большее значение

$$S_{\min} \text{ для прямой более древнего возраста } \left(\frac{S_{\min_1}}{\chi_{n_1-2}^2(p)} / \frac{S_{\min_2}}{\chi_{n_2-2}^2(p)} = 4,8 \right).$$

Это можно расценить как указание на то, что фактически мы действительно несколько завышаем значения величины экспериментальных ошибок, а для более древней прямой начинает ощущаться геохимическая дисперсия, связанная с тем, что геологические процессы, приведшие к фиксации второго возраста, отчасти сказались и на породах, сохранивших более древний возраст. В пользу объективности разделения точек на две группы говорит и то, что ни одну из них нельзя пополнить точкой из другой группы, не сделав изохронную модель неприемлемой. Укажем и на возможную трудность предполагаемой интерпретации — для более древней прямой получилось начальное отношение изотопов стронция выше, чем для более молодой, а не наоборот, как ожидается, однако разница при достигнутом уровне точности еще не значима ($b_1 - b_2 = 0,00058$; $\delta b_1 + \delta b_2 = 0,00066$) (это очень грубый критерий, но в связи с неопределенностью величин δa и δb более тонкими лучше не пользоваться).

В целом можно сказать, что применение статистических методов к исследованию данных по таким сложным объектам переводит вопрос в несколько иную плоскость — требуется выяснить, каков был характер тех геологических процессов, память о которых сохранена рубидий—стронциевой системой, носили ли они характер образования комплекса или метаморфизма или были более скромными процессами, скажем, взаимодействия с различными водными растворами.

Критерий Фишера

Этот раздел посвящен обсуждению некоторых родственных задач статистики, связанных с построением прямолинейной зависимости и находящих применение в изотопной геологии.

Несомненно, бывают задачи, в которых нельзя ограничиться тем минимальным анализом ошибок измерений, который был достаточен для нас. Это бывает тогда, когда разброс точек по осям x и/или/ y незначительно превосходит σ_x и/или/ σ_y , например, при рубидий—стронциевом датировании пород основного состава с низкими отношениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ или при датировании молодых пород (малый разброс по оси y). В этом случае необходимо учесть точность, с которой определены σ_x и σ_y , так что критерий $\chi_{n-2}^2(p)$

в правой части уравнения (1) заменяется (после соответствующего преобразования формулы для невязки) в критерий Фишера F .

Обратимся снова к формуле (2) для ошибок δa и δb . При ее анализе обращает на себя внимание следующее обстоятельство. При прочих равных условиях, чем меньше S_{\min} , тем больше величины ошибок. Понятно, что S_{\min} не является независимым параметром, однако небольшим смещением точек вблизи заданной прямой можно сильно изменить значение S_{\min} по сравнению с $\chi_{n-2}^2(p)$, практически не меняя другие величины в формуле (2). Такая структура формулы для ошибок не является свойством только метода хи-квадрат. Она свойственна и более привычному методу, описанному в работе [8]. Парадокс проясняется, если вспомнить, что сами величины ошибок δa и δb являются не только и не столько характеристиками точности измерений, сколько характеристиками состоятельности изохронной модели. Если δa и δb очень малы, это говорит скорее не о высокой точности измерений, а о малой состоятельности модели. Реальными характеристиками точности измерений являются верхние пределы (при заданном разбросе точек) ошибок δa и δb , равные $\delta a_0 = \sqrt{\frac{\chi_{n-2}^2(p)}{\alpha_{11}}}$,

$$\delta b_0 = \sqrt{\frac{\chi_{n-2}^2(p)}{\alpha_{22}}}, \quad (S_{\min} = 0). \quad \text{В нашем случае ошибки } \delta a, \delta a_0 \text{ и } \delta b, \delta b_0$$

практически равны. Более того, для второй прямой на рис. 2, $S_{\min}/\chi_{n-2}^2(p) = 0,12$ вместо теоретически ожидаемого $S_{\min} \sim \chi_{n-2}^2(p)$. Единичное появление такого результата не говорит, конечно, ни о чем. Но систематическое появление слишком малых S_{\min} означает, что либо исследователь производит неправомерное отбрасывание отклоняющихся от прямой результатов, либо он существенно завышает оценки σ_x и σ_y . В этом случае, если мы заранее (например, при использовании результатов других методов определения возраста) убеждены, что имеем дело с изохронной моделью, то, предполагая постоянство относительных ошибок измерения x и y , можно вычислить величину этих ошибок из разброса точек относительно прямой и параметры прямой — изохроны. В этом случае оказывается, что величины типа δa и δb имеют вид [3]:

$$\bar{\delta a} = \sqrt{\frac{\bar{S}_{\min} 2F(2, n-2, p)}{(n-2)\alpha_{11}}}, \quad \bar{\delta b} = \sqrt{\frac{\bar{S}_{\min} 2F(2, n-2, p)}{(n-2)\alpha_{22}}},$$

где \bar{S}_{\min} — минимальное значение невязки.

$$\bar{S}(a; b) = \sum_{i=1}^n \frac{(y_i - ax_i - b)^2}{a^2 x^2 + y^2},$$

где α_{11} и α_{22} — вторые производные этой функции по a и b в точке минимума, $F(2, n-2, p)$ — критерий Фишера, 2 — число оцениваемых параметров. Эти ошибки уменьшаются с уменьшением разброса точек относительно изохроны. На практике оказывается, что ошибки $\bar{\delta a}$ и $\bar{\delta b}$ могут быть в несколько раз меньше, чем ошибки δa , δb и δa_0 , δb_0 . Отметим, что этот метод обработки результатов нельзя применять для разделения изохрон с близкими возрастaми, поскольку его исходным предположением является принятие предположения о том или ином числе возрастов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Большев Л.Н., Смирнов Ю.В.* Таблицы математической статистики. М.: Наука, 1965. 473 с.
2. *Виноградов В.И., Лейтес А.М., Буякайтэ М.И., Покровский Б.Г.* Rb-Sr системы в породах Олекмо-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления. — Докл. АН СССР, 1983, 273, № 2, с. 445–449.
3. *Драйпер Н., Смит Г.* Прикладной регрессионный анализ / Пер. с англ.; Науч. ред. и предисл. Ю.П. Адлера, В.Г. Горского. М.: Статистика, 1973. 392 с.
4. *Мельников Н.Н., Левченко О.А.* Двухстадийная модель развития U-Rb систем в цирконах. — В кн.: Методы изотопной геологии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983, с. 101–103.
5. Методические рекомендации по определению возраста горных пород радиологическими (изотопными) методами / Под ред. Г.А. Муриной. Л.: ВСЕГЕИ, 1983, с. 92–96.
6. *Рузмайкин А.А., Соколов Д.Д., Коваленко А.В.* Определение параметров магнитного поля галактики по фарадеевским вращениям радионисточников. М.: ИПМ АН СССР, 1977. 38 с.
7. *Сумин Л.В., Малышев В.И.* Термозохронный метод определения возраста. — Геохимия, 1983, № 5, с. 703–716.
8. *Шуколюков Ю.А., Горюхов И.М., Левченко О.А.* Графические методы изотопной геологии. М.: Недра, 1974. 202 с.
9. *Brooks C., Hart S.R., Wendt J.* Realistic use of two-error regression treatment as applied to rubidium-strontium data. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1972, vol. 10, N 2, p. 551–577.
10. *Gauss K.F.* Theoria motus corporum coelestium. Hamburg, 1809. 476 p.
11. *Jork D.* Least-squares fitting of a straight line. — Canad. J. Phys., 1966, vol. 44, p. 1079–1086.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Левский Л.К., Морозова И.М.</i> К вопросу о распространенности благородных газов в протоземном веществе	3
<i>Верховский А.Б., Юрзина Е.К., Шуколюков Ю.А.</i> Изотопный состав Ag и элементная распространенность благородных газов в мантийных резервуарах	8
<i>Прасолов Э.М., Верховский А.Б., Поляк Б.Г.</i> О величине отношения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ в верхней мантии Земли	16
<i>Пушкарев Ю.Д.</i> Щелочные интрузии и карбонатиты как изотопно-геохимические аналоги горячих пятен на континентах	29
<i>Гриненко Л.Н., Гриненко В.А.</i> Изотопный состав и содержание серы в базальтах различных структурно-тектонических зон океана	41
<i>Карпенко С.Ф., Балашов Ю.А., Ляликов А.В., Девирц А.Л., Шараськин А.Я.</i> Источник магматизма некоторых островных дуг по изотопно-геохимическим данным	55
<i>Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З., Гладков Н.Г., Чернышев И.В.</i> Изотопный состав неодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм	62
<i>Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г.</i> Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги — ключ к некоторым генетическим построениям	78
<i>Тигайва Н.А.</i> Использование изотопных отношений тория и урана при изучении процесса вулканизма	103
<i>Бибикова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Бойко В.Л.</i> U—Pb изотопный возраст зеленокаменных поясов Украинского щита	116
<i>Краснобаев А.А., Бибикова Е.В., Сумин Л.В.</i> Геохронология эндогенных процессов докембрия складчатого Урала	129
<i>Рублев А.Г.</i> К вопросу о длительности магматических процессов	135
<i>Луговая И.П., Загнитко В.Н.</i> Генезис докембрийских железисто-кремнистых и железисто-карбонатных формаций Украинского щита по изотопным данным	148
<i>Неймарк Л.А.</i> Геохимические аспекты уран—свинцового метода датирования по породе в целом	158
<i>Левченко О.А., Яковлева С.З., Амелин Ю.В.</i> Получение неискаженной возрастной информации по цирконам методом дифференциального растворения	173
<i>Морозова И.М., Котов Н.В., Кириллов А.С., Друбецкой Е.Р., Крылов Д.П.</i> Концепция "пороговых температур" и роль флюидного режима при миграции аргона	184
<i>Костянов А.И.</i> Сравнительное изучение K—Ca и Rb—Sr геохронометров	196
<i>Соколов Д.Д., Буйкайте М.И.</i> О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий—стронциевой геохронометрии	207

УДК 550.42

Левский Л.К., Морозова И.М. К вопросу о распространении благородных газов в протоземном веществе. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Экспериментальные данные, указывающие на присутствие в земной мантии гелия с изотопным отношением, превышающим первичное значение, можно объяснить в рамках модели, предусматривающей космическое облучение протоземного вещества и появление за счет этого космогенного избытка ^3He . Время и обстоятельства облучения жестко лимитируются, хотя использование представлений о гетерогенной аккреции Земли снижает уровень жесткости ограничений. В любом случае необходимо допустить, что отношение $^4\text{He}/^{22}\text{Ne}$ в протоземном веществе значительно меньше по сравнению с величиной соответствующей космической распространенности этих изотопов. Ил. 2. Библиогр. 9 назв.

УДК 550.93

Верховский А.Б., Юргина Е.К., Шукольков Ю.А. Изотопный состав Ar и элементная распространенность благородных газов в мантийных резервуарах. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

В работе рассматривается изотопный состав Ar мантии. Основной вопрос при этом состоит в следующем: насколько измеренный в породах изотопный состав Ar соответствует имеющемуся в их источнике. Показано, что для MORB такое соответствие наблюдается, тогда как для пород, имеющих источником необедненную мантию, характерна сильная контаминация атмосферным Ar. Такой вывод сделан на основании сопоставления элементной распространенности благородных газов и изотопного состава Ar. Это позволило заключить, что оба (обедненный и необедненный) резервуара мантии претерпели интенсивную дегазацию, потеряв большую часть содержащихся в них первичных газов. Ил. 7. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.42

Прасолов Э.М., Верховский А.Б., Поляк Б.Г. О величине отношения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{град}}$ в верхней мантии Земли. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Приводится оценка величины $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{град}}$ в современной мантии на основании изучения трех групп природных объектов: газов из скважин, вулканогеогенных газов и молодых вулканических пород. Значения $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}_{\text{град}}$, полученные для каждой группы объектов, мало различаются и близки к 1,0. Исходя из этого оценено соотношение изотопов аргона в мантии ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \approx 10\,000$). Отношение элементов U/K должно приближаться к величине $2 \cdot 10^{-5}$, характерной для хондритов. Табл. 3. Ил. 6. Библиогр. 42 назв.

УДК 550.42

Пушкарев Ю.Д. Щелочные интрузии и карбонатиты как изотопно-геохимические аналоги горячих пятен на континентах. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

На основе литературных данных по Rb—Sr системе карбонатитов обсуждается предложенная ранее модель эволюции системы кора—мантия. Согласно такой модели карбонатиты являются изотопными аналогами однородного резервуара UR, а не истощенной мантии, как принято считать. Близость изотопных характеристик вещества горячих пятен (ГП) к изотопным характеристикам карбонатитов на континентах, щелочная направленность вулканизма ГП и непосредственно появление карбонатитов в ГП позволят предполагать единство источника тех и других. Ил. 3. Библиогр. 25 назв.

Гриненко Л.Н., Гриненко В.А. Изотопный состав и содержание серы в базальтах различных структурно-тектонических зон океанов. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

На основании обобщения собственных и литературных данных обсуждается влияние различных факторов, таких, как дегазация, серпентинизация, гальмиролиз, контаминация, на изотопный состав и содержание серы океанических базит-гипербазитовых пород. Показано, что сера неизменных пород по соотношению изотопов близка к метеоритной, отличия от которой не превышают $\pm 1,5\%$, причем базальты из разных зон океана несколько отличаются по содержанию серы и величинам $\delta^{34}\text{S}$. Предложен графический метод, позволяющий по изотопному составу и содержанию сульфидной и сульфатной форм серы в базальтах судить о первичности или вторичности сульфатов и степени контаминации пород коровой серы. Табл. 5. Ил. 3. Библиогр. 19 назв.

УДК 550.42

Карпенко С.Ф., Балашов Ю.А., Ляликов А.В., Девирц А.Л., Шараськин А.Я. Источник магматизма некоторых островных дуг по изотопно-геохимическим данным. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Исследован изотопный состав неодима, стронция и водорода в некоторых типах магматических пород из района Филиппинского моря. Применение методики жесткого кислотного выщелачивания позволило устранить влияние стронция морской воды на эти породы. Первичный изотопный состав стронция и неодима в исследованных породах свидетельствует об их несомненно мантийной природе, причем наиболее примитивный мантийный источник характерен для пород бонинитовой серии. Изотопный состав водорода в бонинитах свидетельствует о ювенильной природе воды, присутствовавшей в мантийном источнике этих пород. Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 17 назв.

УДК 550.4; 550.42; 551.35

Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З., Гладков Н.Г., Чернышев И.В. Изотопный состав неодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Приводятся и обсуждаются данные по изотопному составу неодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги. Установлен новый тип поперечной изотопной зональности островных дуг, выражающийся в уменьшении отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в направлении от Тихого океана к Азиатскому континенту. Анализ теоретически возможных моделей островодужного магматизма с учетом данных по изотопии неодима и стронция показывает, что причиной возникновения изотопной и, возможно, геохимической зональности Курильской островной дуги является вещественная гетерогенность верхней мантии. Второстепенную роль играет контаминация магматических расплавов радиогенным стронцием морской воды. Роль океанических осадков и вещества фундамента островной дуги в петрогенезисе оценивается как весьма незначительная. Табл. 2. Ил. 8. Библиогр. 31 назв.

УДК 550.42

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. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Проведено изучение изотопного состава стронция и кислорода в породах Курило-Камчатской островной дуги. Показано, что распределение изотопов

стронция не имеет прямой связи с геофизическими характеристиками земной коры. Геофизические разделы, видимо, не всегда связаны с изменениями вещественного состава пород. Все магматические проявления Курило-Камчатской островной дуги в той или иной степени заражены веществом сиалической коры. Это заражение происходило на стадии формирования расплава. Предполагается, что одним из механизмов заражения было взаимодействие пород с водами глубинной циркуляции морского или метеорного происхождения либо вовлечение в процессы магмообразования пород, подвергшихся гидротермальным изменениям. Табл. 6. Ил. 10. Библиогр. 21 назв.

УДК 550.42:551.217

Т и т а е в А.А. Использование изотопных отношений урана и тория при изучении процессов вулканизма. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены возможности использования изотопных составов урана и тория в качестве геохимических трассеров при изучении современного вулканизма. Сделан вывод, что отношение генетически связанных изотопов урана может служить в качестве индикатора верхнекоровой контаминации вулканических продуктов. Рассмотрена систематика отношения изотопов тория-230 и тория-232. Предложена геохимическая модель, объясняющая характер изотопных вариаций тория. Предложено использовать ториевую изотопию в качестве петрогенетического индикатора для определения мантийной, континентальной коровой и океанической природы источников вулканических пород. Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 38 назв.

УДК 550.93

Б и б и к о в а Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Бойко В.Л. U—Pb изотопный возраст зеленокаменных поясов Украинского щита. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

U—Pb изотопным методом по аксессуарным цирконам подтверждено существование в пределах гранит-зеленокаменной области Украинского щита двух разновозрастных генераций зеленокаменных поясов, характеризующих своим составом пород и соответствующими комплексами гранитоидов. Самая ранняя эпоха вулканизма, соответствующая "первичным" зеленокаменным поясам, имела место до 3,65 млрд. лет назад. Табл. 3. Ил. 6. Библиогр. 11 назв.

УДК 550.93

К р а с н о б а е в А.А., Б и б и к о в а Е.В., С у м и н Л.В. Геохронология эндогенных процессов докембрия складчатого Урала. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

На основании изотопных возрастов, полученных U—Pb методом по аксессуарным цирконам, дополненным результатами Rb—Sr и K—Ar методов, составлена схема корреляции эндогенных процессов докембрия Урала.

Последовательность эндогенных процессов в пределах сиалических блоков Урала позволила впервые провести региональную корреляцию докембрия его палеоконтинентального—палеоокеанического секторов и сопоставить их с типовыми ареальными комплексами докембрия щитов. Ил. 2. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.93

Р у б л е в А.Г. К вопросу о длительности магматических процессов. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Рассматриваются теоретические и методологические аспекты определения длительности формирования отдельных интрузивных тел. На основании имеющихся данных делается вывод, что этот период, включающий внедрение магмы, ее кристаллизацию и последующее охлаждение породы, не превышает 10—20 млн. лет и, как правило, даже меньше. Время образования многофаз-

ных массивов и комплексов занимает не более 20–30 млн. лет, а вулканоплутонических комплексов – 10–15 млн. лет. Максимальная продолжительность этапов магматической активизации – 40–50 млн. лет. Табл. 2. Ил. 1. Библиогр. 24 назв.

УДК 553.3:550.42

Луговая И.П., Загнитко В.Н. Генезис докембрийских железисто-кремнистых и железисто-карбонатных формаций Украинского щита по изотопным данным. – В кн.: Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986.

Проведенное комплексное изотопное и минералого-петрографическое изучение докембрийских железисто-кремнистых и железисто-карбонатных пород Украинского щита дало возможность разработать изотопные критерии выделения их главных генетических типов и наметить общие закономерности распределения изотопов кислорода и углерода в породах докембрия. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 19 назв.

УДК 550.93

Неймак Л.А. Геохимические аспекты уран–свинцового метода датирования по породе в целом. В кн.: Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены некоторые геохимические причины возникновения изохронных зависимостей, связанные с перераспределением урана и свинца в ходе процессов магматической дифференциации. Предложено рассмотрение уран–свинцовых концентрационных данных с помощью бинарной логарифмической диаграммы в системе координат: $\lg C_U - \lg C_{204Pb}$ (C – концентрация).

На этой диаграмме выявлена линейная связь данных для неизмененных магматических пород основного и среднего состава. Породы со сложной геологической историей закономерно смещены относительно тренда для магматических пород. Применение предлагаемой диаграммы позволяет проводить выбраковку данных, используемых для построения изохронных зависимостей, и выявлять геологический смысл датированного изохроной события. Табл. 2. Ил. 8. Библиогр. 29 назв.

УДК 550.93

Левченков О.А., Яковлева С.З., Амелин Ю.В. Получение неискаженной возрастной информации по цирконам методом дифференциального растворения. – В кн.: Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986.

Метод дифференциального растворения (МДР) основан на вариациях стойкости к кислотному воздействию цирконового вещества генетически различных структурных неоднородностей. При азотнокислой обработке цирконовых проб (первая ступень МДР) растворяются минеральные микропримеси. Свинец этих растворов обогащен компонентом обыкновенного свинца. Соотношение радиогенных изотопов свинца отвечает возрасту наложенных процессов. На второй ступени МДР, гидротермальной обработке HF цирконовых проб, растворяется метамиктная фаза, вносящая основной вклад в возрастную дискордантность цирконов. Нерастворившиеся в HF остатки цирконового вещества (КФ) обладают свойствами кристаллических цирконов. КФ характеризуются ненарушенными U–Pb изотопными отношениями или представляют изотопные системы, претерпевшие одноэпизодное нарушение и реально отвечающие модели Везерилла. Полученные результаты позволяют рассматривать МДР как перспективный метод получения неискаженной возрастной информации по гетерогенным цирконам. Табл. 4. Ил. 8. Библиогр. 15 назв.

Морозова И.М., Котов Н.В., Кириллов А.С., Друбцкой Е.Р., Крылов Д.П. Концепция "пороговых температур" и роль флюидного режима при миграции аргона. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Приведены данные по миграции аргона в слюдах и полевом шпате (потеря и захват) в условиях гидротермального отжига минералов при повышенных Р—Т-условиях в присутствии различных минерализаторов. Результаты рассматриваются с точки зрения ограничений общепринятой концепции "пороговых температур". Табл. 3. Ил. 6. Библиогр. 26 назв.

УДК 550.93:551.71

Костянов А.И. Сравнительное изучение К—Са и Rb—Sr геохронометров. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Обсуждается модель, согласно которой в объединенной К—Ar—Са и Rb—Sr системах между кажущимися К—Са и Rb—Sr возрастными может существовать зависимость, обусловленная особенностями миграционного перераспределения радиогенных изотопов и позволяющая оценивать реальный возраст датированных объектов. В процессе обработки методики изучены вариации изотопного состава Са в зависимости от солевых форм образцов, термических режимов источника ионов и от длительности опыта. Исследованы разные типы пегматитов. Табл. 4. Ил. 9. Библиогр. 15 назв.

УДК 621.039.86

Соколов Д.Д., Буйкайте М.И. О некоторых особенностях применения метода наименьших квадратов в рубидий—стронциевой геохронометрии. — В кн.: Эволюция системы кора—мантия. М.: Наука, 1986.

Обсуждается практика применения метода наименьших квадратов с учетом ошибок по обеим осям в рубидий—стронциевой геохронологии. Показано, что, если разброс точек по осям намного превышает ошибки измерения и сами ошибки известны лишь приблизительно, то процедура обработки существенно упрощается. Приведена подробная схема вычислений и пример ее практического использования. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр. 11 назв.

**ЭВОЛЮЦИЯ
СИСТЕМЫ
КОРА—МАНТИЯ**

*Утверждено к печати
ордена Ленина
и ордена Октябрьской Революции
Институтом геохимии
и аналитической химии
им. В.И. Вернадского АН СССР*

Редактор *Ю.А. Балашов*
Редактор издательства *Е.Д. Лебедева*
Технический редактор *В.В. Лебедева*
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31024

Подписано к печати 20.01.86. Т-06116
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14.0. Усл.кр.-отт. 14.1. Уч.-изд.л. 17,0
Тираж 600 экз. Тип. зак. 123.
Цена 2 р. 60 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

2 р. 60 к.

4553