

**ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ
ГОРНЫХ ПОРОД
И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

**ЛЕНИНГРАД
1984**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

Труды

Новая серия

Том 328

74

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ
ГОРНЫХ ПОРОД
И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Сборник научных статей

ЛЕНИНГРАД
1984



Изотопный возраст горных пород и его геологическая интерпретация. Сб. науч. статей. Л., 1984. 96 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. ордена Ленина науч.-исслед. геол. ин-т им. А. П. Карпинского. Труды, нов. сер., т. 328).

Сборник содержит статьи, написанные по материалам оригинальных исследований авторов. Большинство статей посвящено проблеме получения надежных возрастных данных. Приведен критический обзор существующих моделей для интерпретации калий-аргоновых датировок. Обсуждено влияние на результаты датирования различных процессов: выветривания (рубидий-стронциевая система), катионного обмена в слюдах (калий-аргоновая система). Предлагаются различные приемы обработки проб и их анализа для получения конкордантных возрастных данных (уран-торий-свинцовая система). Показана возможность применения свинцово-изохронного метода для датирования железистых кварцитов, и рекомендованы приемы выбора образцов железистых кварцитов для геохронологического изучения.

Книга предназначена для геохронологов, а также для геологов, использующих геохронологические данные в своей работе.

Ответственный редактор

Г. А. МУРИНА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Последние три десятилетия отмечены интенсивным внедрением изотопных методов датирования в практику геологических исследований. Изотопные методы дали исследователям уникальную ретроспективную информацию о геологической истории земной коры и позволили установить реальную длительность геологического времени. В этом их большое положительное значение в геологии. Вместе с тем интенсивное накопление изотопных датировок и широкое использование их в геологии нередко оборачиваются и своей отрицательной стороной. Это происходит главным образом тогда, когда специалисты, использующие полученные результаты, допускают методологические ошибки в интерпретации экспериментальных данных. Среди геологов бытует мнение, что достижение заданной точности измеряемого возраста ограничено лишь совершенством измерительной техники. Недооценка роли геохимических факторов в искажении получаемых значений возраста приводит в таких случаях к произвольной трактовке геологического смысла полученных дат или к необоснованной перегрузке их информативностью.

Высокая аналитическая точность получаемых значений возраста — это одно из необходимых, но еще недостаточных условий успешного датирования с помощью изотопных методов. Не менее важной задачей является установление адекватности рассчитанного значения возраста и времени протекания исследуемого геологического события, т. е. геохимической достоверности полученной даты.

По мере совершенствования и развития методов анализа, повышения их чувствительности и точности совершенствовались и качественно менялись методы контроля за степенью геохимического искажения получаемых изотопных данных. В настоящее время, когда достижения в области методики анализа позволили существенно расширить область применения изотопных методов датирования, проблемы методологии приобретают особо важное значение для успешного использования этих методов в геологии. Методологический аспект занимает большое место и в работах отдела изотопной геохимии и геохронометрии ВСЕГЕИ. Это направление работ нашло свое отражение в статьях, помещенных в настоящем сборнике.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ В КАЛИЙ-АРГОНОВОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

В основе любого изотопно-геохронологического метода, и калий-аргонового в частности, лежит закон радиоактивного распада. Формула, описывающая накопление радиогенного аргона ($^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$) при распаде ^{40}K , выглядит следующим образом:

$$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} = ^{40}\text{K} \frac{\lambda_{\text{K}}}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1), \quad (1)$$

где $\lambda_{\text{K}}/\lambda$ отражает долю атомов ^{40}K , распавшихся путем К-захвата в ^{40}Ar , от всех распавшихся за время t атомов ^{40}K . Возраст, рассчитываемый исходя из приведенной формулы, отвечает истинному при соблюдении следующих условий: 1) начальная концентрация ^{40}Ar в анализируемой пробе равна нулю и 2) в течение всего времени существования «геохронометра» не происходили процессы привноса-выноса в пробу аргона и (или) калия. Априори судить о выполнении этих условий по результатам анализа единичной пробы не представляется возможным. Поэтому при использовании К-Аг метода возникает необходимость в проверке этой упрощенной модели. Если условия модели не соблюдаются, приходится проводить интерпретацию исходя из какой-то другой, более сложной изотопно-геохимической модели, но и при этом необходима проверка ее адекватности природной ситуации. По существу, вопрос о моделях является вопросом о правильной интерпретации К-Аг данных. Если удастся доказать справедливость используемой модели, то полученный исходя из нее возрастной результат (при условии, что модель поддается количественному решению) можно считать однозначно установленным.

Целью настоящей работы является рассмотрение различных изотопно-геохимических моделей в К-Аг геохронологии, их реализации в природе и некоторых ограничений, а также возможностей проверки. Заметим, что здесь не будут обсуждаться модели, связанные с миграцией калия. Это вызвано двумя причинами. Во-первых, наших знаний о закономерностях миграции калия и влиянии этих процессов на измеряемый возраст пока

явно недостаточно для создания количественных моделей. Во-вторых, миграция калия, как правило, сопровождается миграцией других элементов, что вызывает вторичные изменения в породах и минералах. Эти изменения обычно диагностируются петрографически, и такие пробы могут быть отбракованы. Таким образом, геохронологи чаще всего встречаются со случаями миграции аргона, основной причиной которой является температурное воздействие, не фиксируемое петрографически.

Исходя из приведенных выше условий истинности возраста, все изотопно-геохимические модели можно разделить на модели закрытых (без привноса-выноса аргона) и открытых К-Аг систем, которые, в свою очередь, разделяются по отсутствию или наличию так называемого избыточного аргона ($Ag_{и}$)*. Под К-Аг системой понимается совокупность калия и аргона, находящихся в породе. Когда речь идет о К-Аг системе в минералах — это специально оговаривается.

Модель закрытых К-Аг систем без избыточного аргона

Прежде чем перейти к обсуждению этой модели, следует остановиться на некоторой условности термина «закрытая система». Учитывая сравнительно высокую подвижность аргона, к тому же резко возрастающую с повышением температуры, можно предположить, что абсолютно закрытых систем не существует. Более того, в течение своей жизни изучаемые породы под влиянием высокой температуры могут полностью потерять накопленный ранее радиогенный аргон. В этом случае после прекращения внешнего воздействия $^{40}Ag_{рад}$ вновь начнет накапливаться и К-Аг «часы» будут фиксировать время окончания наложенного процесса. В связи с этим под закрытой мы будем понимать такую систему, в которой радиогенный аргон накапливался либо с момента образования «часов», либо с момента интенсивного воздействия, полностью стершего «память» о предыдущей истории К-Аг системы.

Вторая условность термина «закрытая система» связана с длительностью образования породы, которую представляет К-Аг система. Например, в случае интрузивных пород составляющие ее минералы кристаллизуются не одновременно и, кроме того, определенное время проходит от момента кристаллизации минералов до достижения ими температуры, при которой практически прекращается миграция аргона. Если весь этот интервал времени (интервал закрытия системы) мал по сравнению с возрастом породы, т. е. лежит в пределах аналитической погрешности, то такую систему также следует считать закрытой.

* Под избыточным понимается аргон, не являющийся для данной пробы продуктом распада содержащегося в ней калия. Причины появления такого аргона, по-видимому, достаточно многочисленны.

Рассматриваемая модель является наиболее простой. Доказательством того, что она соответствует изучаемому объекту, служит совпадение измеренных возрастов всех минералов, составляющих данную породу. Это заключение основано на закономерностях миграции аргона, изученных как в природных ситуациях, так и в лабораторных экспериментах. Одна из них заключается в том, что все минералы имеют различную способность удерживать радиогенный аргон при внешнем воздействии (чаще всего эту способность характеризуют значением E — энергии активации выделения $Ar_{рад}$ из данного минерала). При этом внутри каждого класса минералов удерживающая способность примерно одинакова, что позволяет создать ряд устойчивости минералов к потерям аргона (по Дэмону [1], с добавлениями автора):

1) при умеренном воздействии (до 300 °С) удерживающая способность меняется в следующей последовательности*:

Amph > Musc, Ne** > Bt ~ Flog > San > Mic ~ Pl;

2) при интенсивных воздействиях (до 600—700 °С) последовательность несколько меняется:

Amph > Musc, Ne > San ~ Ort ~ Pl > Bt ~ Flog.

Еще одна из известных закономерностей заключается в том, что и количество захваченного разными минералами аргона при одних и тех же условиях неодинаково. Следовательно, совпадение возрастов минералов, слагающих изучаемую пробу, свидетельствует об отсутствии внешних воздействий, способных вызвать искажение К-Аг системы (за исключением крайне маловероятного случая компенсации $^{40}Ar_n$ потерями аргона).

Таким образом, если $t_{мин. 1} = t_{мин. 2} = \dots = const$, то К-Аг система породы является закрытой и без избыточного аргона, а измеренный возраст — реальным. Смысл полученного значения возраста выясняется либо из сопоставления с геологическими данными, либо из сравнения с результатами других изотопных методов.

Из вышесказанного видно, что проверить адекватность модели возможно только при сопоставлении измеренных возрастов различных минералов, составляющих породу. Это вносит существенные методологические ограничения при использовании К-Аг метода: 1) не имеет смысла датирование по породе в целом, так как для доказательства реальности полученного значения возраста все равно требуется анализ минералов; 2) нельзя использовать только какой-то один минерал либо даже два,

* Amph — амфибол, Musc — мусковит, Ne — нефелин, Bt — биотит, Flog — флогопит, San — санидин, Mic — микроклин, Pl — плагиоклаз, Ort — ортоклаз.

** Известно, что мусковит и нефелин удерживают аргон хуже амфибола, но лучше биотита, однако их относительная удерживающая способность пока не изучена.

но с близкими способностями к удержанию аргона, например микроклин и плагиоклаз. Отметим, что при использовании метода $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в качестве необходимого условия закрытости системы должен получаться возрастной спектр в виде «плато» для всех минералов, составляющих систему.

Практика показывает, что рассматриваемая модель с наибольшей вероятностью реализуется при датировании самых поздних проявлений эндогенной активности в каждом конкретном регионе. В качестве примеров можно привести полученные автором результаты по датированию различных пород Забайкалья. Так, при определении возраста Кукинского массива щелочных гранитов в Западном Забайкалье для биотита, ортоклаза и плагиоклаза, выделенных из одной пробы пород I фазы, получены значения возраста 171 ± 4 , 170 ± 5 и 171 ± 6 млн. лет соответственно, а для амфибола и ортоклаза из пробы пород II фазы — 162 ± 4 и 158 ± 5 млн. лет. Эти данные однозначно определяют время закрытия К-Аг системы в породах массива, которое в данном случае указывает на время его образования. Другой пример относится к определению возраста вулканогенных пород укурейской свиты (Восточное Забайкалье). Диапазон вариаций измеренных возрастов амфибола, биотита, санидина и плагиоклаза, которые удалось выделить из проб, — 118—123 млн. лет (при относительной погрешности 3—4 %). Возраст свиты, таким образом, — 120 ± 3 млн. лет, т. е. ранний мел, что полностью согласуется с геологическими данными. Кстати, именно для вулканогенных пород интервал закрытия К-Аг системы можно считать пренебрежимо малым, что позволяет его не учитывать.

Модель закрытых К-Аг систем с избыточным аргоном

По условию этой модели в породе помимо радиогенного присутствует и избыточный аргон. При этом, как правило, предполагается, что избыточный аргон попадает в изучаемый объект в момент его образования (система закрытая!). Такой аргон также называют начальным или нулевым (Ar_0). Уравнение, по которому определяется содержание аргона в пробе, выглядит следующим образом:

$$^{40}\text{Ar}_{\text{общ}} = ^{40}\text{Ar}_{\text{рад}} + ^{40}\text{Ar}_0 = ^{40}\text{K} \frac{\lambda_{\text{K}}}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1) + ^{40}\text{Ar}_0. \quad (2)$$

Формально учесть содержание Ar_0 графическими методами, с помощью построения изохрон, можно в двух случаях. Первый соответствует ситуации, когда содержание начального аргона во всех пробах постоянно ($^{40}\text{Ar}_0 = \text{const}$). Тогда в системе координат ^{40}K (или К) — ^{40}Ar при различных содержаниях калия в серии однообразных когенетических проб уравнение (2) представляет собой уравнение прямой линии типа $y = ax + b$ (изохрона), угол наклона которой зависит от возраста породы,

а отрезок, отсекаемый на оси ^{40}Ar , соответствует содержанию $^{40}\text{Ar}_0$. Такие изохроны (назовем их изохронами I типа) впервые были рассмотрены в работах [13, 18].

Второй случай возникает, когда начальный аргон имеет определенный изотопный состав: $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0 = \text{const}$. В системе координат $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}(K)/^{36}\text{Ar}$ аналитические данные для серии проб из одного объекта образуют изохрону с отсекаемым по оси $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ отрезком, отвечающим изотопному составу Ar_0 . Аналитически этот тип изохрон (II тип) выражается уравнением

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} = \frac{^{40}\text{K}}{^{36}\text{Ar}} \frac{\lambda_{\text{K}}}{\lambda} (e^{\lambda t} - 1) + \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_0. \quad (3)$$

Отметим, что при использовании изохрон II типа необходимо чрезвычайно точно и правильно учитывать атмосферный аргон, попадающий в пробу из аппаратуры, а также сорбированный самой пробой (так называемый бланк). Впервые изохроны II типа были использованы в работе Мак Дугала с соавторами [18].

В качестве примера можно привести ставшую уже классической работу Хяйтсу и Кармайкла [15] по датированию базальтов Кэйп Брэтон. Рис. 1 демонстрирует, что полученные

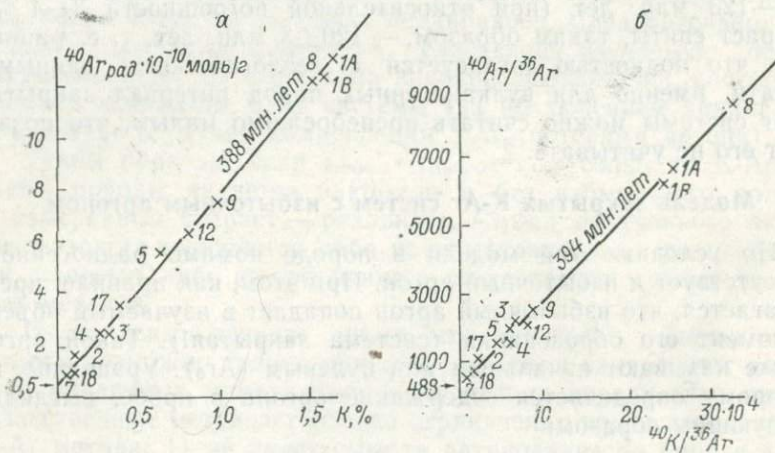


Рис. 1. Изохроны I (а) и II (б) типов для базальтов Кэйп Брэтон [15].

результаты позволили в обеих системах координат построить изохроны, причем возрастные значения, рассчитанные по этим изохронам, практически совпадают. Это обстоятельство авторы работы считают доказательством реальности полученного возраста.

В литературе приводятся многочисленные примеры использования обоих типов изохрон с интерпретацией полученных по

ним результатов в рамках модели закрытой системы с избыточным аргоном. Вместе с тем некоторые из этих результатов противоречат либо геологическим данным, либо данным других изотопных методов. Это заставляет предполагать, что К-Аг изохроны могут нести ложную возрастную информацию.

Получение ложных (точнее, невозрастных) линейных зависимостей возможно по крайней мере в двух случаях. Первый относится к так называемым изохронам смешения («балансовым изохронам») и подробно рассмотрен в работе Ю. А. Шуклюкова с соавторами [10]. Этот случай иллюстрируется рис. 2. Пусть в породе присутствуют два минерала, являющихся

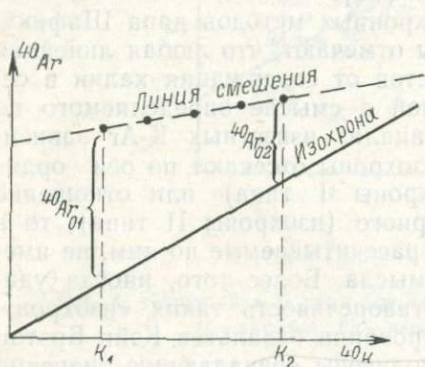


Рис. 2. Получение «изохроны смешения» для проб породы в целом при наличии избыточного аргона.

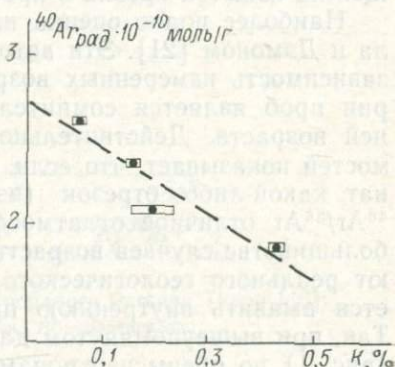


Рис. 3. Линия смешения для смеси кварца с полевым шпатом из вулканитов Капо Ватикано [12].

ся основными носителями калия и аргона. Минерал с содержанием калия K_1 в момент образования захватил начальный аргон $^{40}\text{Ar}_{01}$, а минерал с содержанием калия K_2 — начальный аргон $^{40}\text{Ar}_{02}$. Если в исследуемых пробах эти минералы находятся в различном соотношении, то аналитические результаты определяют линию смешения. Угол наклона «изохроны» может оказаться любым, так как зависит от соотношения Ar_{01} и Ar_{02} *. На рис. 3, взятом из работы [12], приведена такая ложная зависимость. Анализировались выделенные из вулканитов Капо Ватикано концентраты, состоящие из кварца и полевого шпата. Полученные данные легли на линию смешения с обратным (!) углом наклона. Очевидно, что кварц в этой смеси содержит $^{40}\text{Ar}_0$.

Второй случай появления невозрастных зависимостей — получение ложных изохрон (псевдохрон) в результате пропорционального содержанию калия привноса-выноса аргона. Воз-

* Частный случай такой модели возникает, когда только один минерал содержит избыточный аргон.

возможности таких случаев рассмотрены в ряде работ [21, 22]. При этом, как отмечает Циммерман [22], интерпретация в рамках модели закрытой системы с Ar_0 приводит к парадоксальным выводам. Так, в случае потерь $^{40}Ar_{рад}$ такая псевдохрона укажет на присутствие избыточного аргона. Этот случай продемонстрирован Циммерманом в работе, посвященной K-Ar датированию заведомо докембрийской (по данным Rb-Sr метода, около 1230 млн. лет) долеритовой дайки. Несомненные потери аргона, но являющиеся линейной функцией содержания калия (а значит, калиевых минералов), приводят к образованию псевдохроны (кажущийся возраст около 250 млн. лет), указывающей на избыток аргона в пробах [22].

Наиболее полно оценка изохронных методов дана Шафикула и Дэмоном [21]. Эти авторы отмечают, что любая линейная зависимость измеренных возрастов от содержания калия в серии проб является сомнительной в смысле определяемого по ней возраста. Действительно, анализ известных K-Ag зависимостей показывает, что если изохроны отсекают по оси ординат какой-либо отрезок (изохроны I типа) или отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ отличное от атмосферного (изохроны II типа), то в большинстве случаев возрасты, рассчитываемые по ним, не имеют реального геологического смысла. Более того, иногда удается выявить внутреннюю противоречивость таких «изохрон». Так, при вышеупомянутом датировании базальтов Кэйп Брэтон (рис. 1) по обоим изохронам получены совпадающие значения возраста. Это означает, что $^{40}Ar_0 = \text{const}$ и $(^{40}Ar/^{36}Ar)_0 = \text{const}$, а значит, и постоянным должно быть содержание $^{36}Ar_0$. Из приведенных же в работе данных следует, что содержания ^{36}Ar в различных пробах (после вычета бланка) отличаются в 2—3 раза, чего не должно быть, если «изохроны» имеют реальный геологический смысл.

Еще один пример несоответствия интерпретации аналитических данных используемой модели можно обнаружить в работе [16]. При датировании габброидного массива, возраст которого не менее 1300 млн. лет, авторы получили изохрону II типа по валовым пробам (рис. 4). Кроме того, из двух проб были выделены и проанализированы минералы. Очевидно, что если в минералах присутствует избыточный аргон, то он должен иметь тот же самый изотопный состав, что и в породе в целом, и в этом случае располагаться на той же изохроне. Однако на рис. 4 видно, что три минерала из четырех на изохрону не ложатся. Это означает, что либо избыточный аргон в минералах отсутствует, но тогда они должны определять время наложенного процесса (670 млн. лет), либо все минералы имеют различный изотопный состав Ar_0 . Первому варианту противоречат аналитические данные для минералов, второму — нахождение точек, отвечающих валовым пробам, на одной изохроне, так как приходится предполагать, что, несмотря на различия минераль-

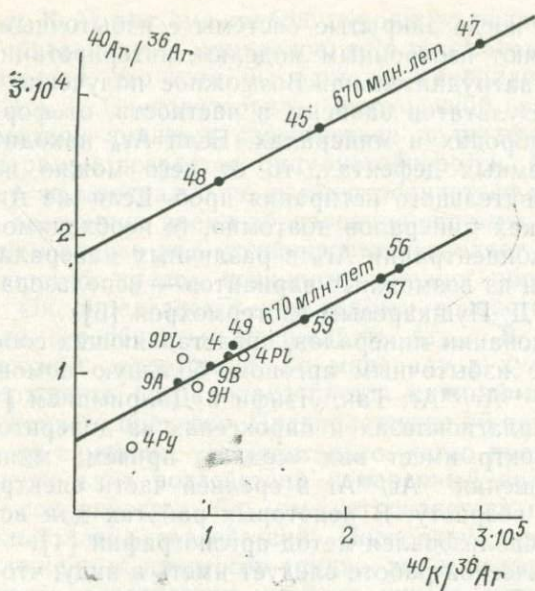


Рис. 4. «Изохрона» II типа для габброидного массива Турод [16].
Pl — амфибол; *Pu* — пироксен; *Pl* — плагиоклаз.

ного состава проб (это следует из описания, приведенного в статье), усредненный изотопный состав Ar_0 оказывается одинаковым. Таким образом, приведенные в статье данные противоречат используемой модели.

Говоря о принципиальной возможности определения возраста графическими методами в рамках моделей закрытых систем с Ar_0 , следует отметить, что изохроны I типа должны получаться только для валовых проб, а изохроны II типа — и для валовых, и для минеральных. Для проверки адекватности линейных зависимостей изохронным моделям необходимо использование отдельных минералов. При этом следует иметь в виду, что полученное отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ в захваченном аргоне не должно быть значительно меньше атмосферного (во всяком случае, для пород с возрастом меньше 2 млрд. лет). Это следует из того факта, что Ar_n либо представляет собой смесь атмосферного аргона с радиогенным, либо является мантийным, отношение $^{40}Ar/^{36}Ar$ в котором, по последним данным, не меньше 500 [9].

Заканчивая обсуждение графических решений рассматриваемой модели, упомянем о предложенном Мак Кормаком и Массетом трехмерном подходе [19], объединяющем оба типа изохронных зависимостей. Все ограничения и возможные проверки последних справедливы и при этом подходе.

В случаях, когда закрытые системы с избыточным аргоном не удовлетворяют изохронным моделям, интерпретация результатов крайне затруднительна. Возможное получение истинных возрастных результатов зависит, в частности, от форм нахождения Ag_n в породах и минералах. Если Ag_n находится в каких-либо объемных дефектах, то от него можно избавиться путем последовательного истирания проб. Если же Ag_n распределен в решетках минералов поатомно, то необходимо изучение соотношений концентраций Ag_n в различных минералах для серии проб (один из возможных вариантов — использование предложенных Ю. Д. Пушкаревым изотермохрон [6]).

При исследовании минералов, представляющих собой закрытую систему с избыточным аргоном, большую помощь может оказать метод $^{40}Ag/^{39}Ag$. Так, Лэнфи и Далримплен [17] отмечалось, что в плагиоклазах и пироксенах из долеритовых даек возрастной спектр имеет вид «седла», причем минимальные значения отношения $^{40}Ag/^{39}Ag$ в средней части спектра отвечают истинному возрасту. В некоторых работах для исключения Ag_n успешно использовался метод аргонографии [4].

При практической работе следует иметь в виду, что избыточный аргон наиболее часто встречается в древних полиметаморфических породах, а также в породах основного состава, как интрузивных, так и вулканогенных. Отметим, что основные породы чаще всего состоят из двух минералов (например, плагиоклаза и пироксена), и это при наличии в них Ag_n делает весьма вероятным получение «балансовых изохрон».

При исследовании петрографически не измененных интрузивных и метаморфических пород присутствие избыточного аргона практически не отмечалось в калиевых полевых шпатах, мусковитах и нефелинах, что позволяет их использовать в качестве минералов-индикаторов. При изучении вулканогенных пород избыточный аргон встречался во всех минералах, используемых в геохронологии, хотя его природа для них может оказаться различной [7].

Из сказанного выше видно, что необходимой отличительной характеристикой рассматриваемой модели является следующее: 1) измеренный возраст любого минерала исследуемых пород, а также самой породы — не меньше истинного (если, конечно, он известен из независимых данных); 2) в общем случае измеренные возрасты различных минералов не должны соответствовать ряду устойчивости.

Модель открытых К-Аг систем без избыточного аргона

К открытым К-Аг системам без избыточного аргона относятся К-Аг системы пород, которые не полностью потеряли свой радиогенный аргон в ходе наложенных процессов и не захватили аргон ни в ходе этих процессов, ни при своем образовании.

Поскольку К-Аг система любой породы включает в себя К-Аг системы слагающих ее минералов, то в рассматриваемой модели предполагается, что хотя бы один из минералов частично сохранил $Ag_{рад}$. Следовательно, необходимой характеристикой данной модели является соответствие получаемых по различным минералам возрастов ряду устойчивости. Кроме того, ни по одному из минералов не должен получаться возраст, превышающий возможное время образования системы.

В общем случае ряд устойчивости позволяет сразу же установить верхний предел истинного времени образования К-Аг системы. Он определяется измеренным возрастом минерала с наилучшей способностью удерживать $Ag_{рад}$. В предположении об одноактном воздействии, по минералу с худшей способностью удерживать аргон определяется нижний возрастной предел наложенного процесса. Предположение об одноактности воздействия не случайно. Действительно, легко представить, что в случае нескольких воздействий измеренный возраст минерала с плохой сохранностью $Ag_{рад}$ может оказаться промежуточным относительно этих воздействий. Поскольку априори судить о числе наложенных процессов трудно, то, если нет доказательств одноактности воздействия, возраст такого минерала следует рассматривать как нижний возрастной предел последнего из них. Следует отметить, что существующие приемы интерпретации пока позволяют получать количественные решения в рамках рассматриваемой модели только для случая одноактного воздействия. Во всех других — решение возможно только качественное.

Сказанное не означает, что при этом нет возможности точного (в пределах аналитической погрешности) определения либо времени наложенного процесса, либо истинного времени закрытия К-Аг системы. Если не менее двух минералов с хорошей сохранностью $Ag_{рад}$ (на практике это чаще всего амфибол и биотит) дают совпадающие значения возраста, то он характеризует время закрытия К-Аг системы. Совпадение измеренных возрастов минералов с худшей, но различной сохранностью аргона указывает на истинное время последнего наложенного процесса. Очевидно, что все зависит от интенсивности воздействий.

Если измеренные возрасты различных минералов значительно отличаются друг от друга, то особое значение приобретает величина расхождения между ними, поскольку она зависит от интенсивности наложенного процесса. Небольшая разница в минеральных возрастах свидетельствует о слабых воздействиях. В таких случаях возраст, определенный по амфиболу или мусковиту — минералам с хорошей сохранностью $Ag_{рад}$, будет соответствовать истинному времени закрытия К-Аг системы. Это объясняется большой разницей в E различных минералов. Согласно расчетам, если температура наложенного процесса была такова, что амфибол потерял 1% $Ag_{рад}$, то биотит должен по-

терять практически весь аргон. Исследования в контактных зонах указывают на несколько меньшую разницу в удерживающей способности. Полные потери аргона в биотитах наблюдаются уже при 5—10 % потерь аргона амфиболом. Отсюда очевидно, что незначительная разница между амфиболом и биотитом, как правило, указывает на слабое воздействие, не способное вызвать потери аргона амфиболом.

Для количественного решения модели открытой К-Аг системы без $Ag_{и}$ можно воспользоваться расчетным путем [3, 11], но для этого необходимо знание диффузионных параметров различных минералов и температурно-временных условий наложенного процесса. Если первые еще можно установить в лабораторных условиях, то о последних определенно судить трудно. Кроме того, не всегда очевидно однозначное соответствие диффузионных параметров, определенных в лаборатории, тем, при которых миграция аргона происходит в природе. Поэтому такие расчеты позволяют пока получать лишь приближенные возрастные оценки. В силу этого они здесь рассматриваться не будут.

Отметим также, что нет полной определенности и в вопросе о механизме миграции аргона. Существует по крайней мере две гипотезы. Одна из них — классическая, в рамках которой миграция аргона представляет собой классическую объемную диффузию с одним значением энергии активации выделения аргона. При этом предполагается, что существует определенная зависимость потерь аргона от величины кристалла. Вторая гипотеза — кинетическая, по которой потери $Ag_{рад}$ происходят согласно закону химической реакции первого порядка. При этом допускается, что в некоторых минералах возможно существование нескольких энергетических положений аргона. Не вдаваясь в подробности различий этих гипотез, отметим, что для интерпретации К-Аг результатов принципиально важным является выяснение характера потерь аргона в природных условиях: происходят они в одну стадию в соответствии с законами объемной диффузии либо в несколько. От этого зависит, в частности, получение температурно-временных параметров наложенных процессов и реконструкция расчетным путем истинного времени закрытия К-Аг систем.

В настоящее время существуют некоторые графические приемы обработки дискордантных К-Аг результатов в рамках рассматриваемой модели. Наиболее простым из них может показаться построение изохрон I типа. Теоретически получение таких изохрон возможно только при использовании проб по породе в целом либо по одноименным минералам из разных проб. При одинаковых потерях $Ag_{рад}$ изохрона отсекает по оси абсцисс отрицательный отрезок, соответствующий количеству потерянного аргона, а угол ее наклона определит время закрытия К-Аг системы. Вместе с тем такая модель встречает определенные ме-

тодологические трудности. При постоянной интенсивности наложенного процесса одинаковые потери $A_{\text{рад}}$ возможны только при идентичности минерального состава всех исследованных проб. Однако построение изохрон I типа требует обязательно различия в содержании калия в анализируемых пробах, хотя очевидно, что значительные различия в содержании калия определяются разным количеством калийсодержащих минералов. Таким образом, возникает труднопреодолимое противоречие необходимых требований.

При использовании минералов возникает та же проблема потери равных содержаний $A_{\text{рад}}$ при различиях в содержании калия. При одинаковом воздействии $A_{\text{рад}}$ будет теряться пропорционально общему содержанию аргона в минерале, т. е. должна получаться псевдохрона с промежуточным значением возраста, проходящая через начало координат. Одинаковые по абсолютному количеству потери $A_{\text{рад}}$ произойдут при одинаковом содержании калия, но в этом случае невозможно построить изохрону. Таким образом, выполнение этих противоречивых требований (сказанное относится и к пробам пород в целом) реализуется только при различной интенсивности наложенного процесса, но при этом закономерно меняющейся в зависимости от содержания калия. Маловероятность такого совпадения очевидна. К тому же реальность изохроны легко проверяется сопоставлением измеренных возрастов различных минералов для серии проб. Они должны закономерно меняться в зависимости от положения проб на изохроне.

Еще один графический прием был предложен С. Н. Вороновским с соавторами и в последнее время широко ими используется [5]. Прием основан на принятии объемной диффузии в качестве механизма потерь $A_{\text{рад}}$. Эти авторы используют первое приближение формулы относительных потерь как аналитическую основу метода:

$$\frac{Q_0 - Q_{\text{изм}}}{Q_0} = K \sqrt{\frac{Dt}{\pi a^2}}, \quad (4)$$

где Q_0 — концентрация аргона в минерале при отсутствии потерь;

$Q_{\text{изм}}$ — измеренная концентрация аргона после воздействия;

K — коэффициент, учитывающий геометрию кристалла;

D — коэффициент диффузии;

t — время отжига аргона;

a — характерный размер кристалла.

Поскольку формула (4) действительна для современного воздействия, то указанные авторы справедливо полагают, что после отжига аргона в результате метаморфизма в момент времени t_m в минерале оставалось $Q_{\text{изм}} - Q_m$ радиогенного аргона. Подставляя это значение в уравнение (4) вместо $Q_{\text{изм}}$ и деля

числитель и знаменатель левой части на содержание ^{40}K в минерале, они получают:

$$\frac{T_0 - T_{\text{изм}}}{T_0} = K \sqrt{\frac{Dt}{\pi a^2}} - \frac{T_M}{T_0}, \quad (5)$$

где T — отношение $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$, характеризующее определенный возраст. Для какого-либо минерала, выделенного из серии проб, отличающихся по размерам этого минерала, уравнение (5) есть уравнение прямой линии в координатах $(T_0 - T_{\text{изм}})/T_0 - 1/a$ (рис. 5). Отрезок, отсекаемый по оси абсцисс $(-T_M/T_0)$, позволяет авторам этого приема определить время метаморфизма (правда, зная время закрытия К-Аг системы).

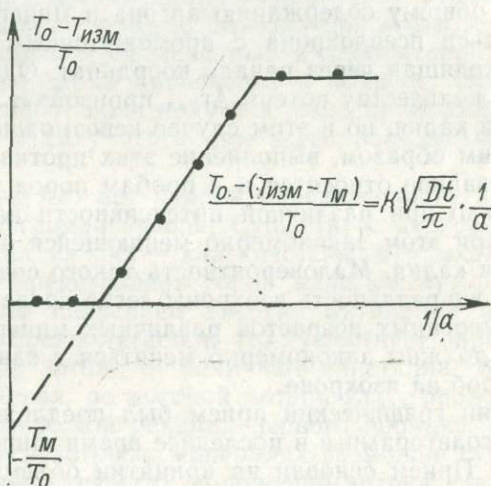


Рис. 5. Графическое изображение К-Аг данных по методу С. Н. Вороновского с соавторами [5].

Однако формула (5), лежащая в основе графического построения, неверна, так как С. Н. Вороновский с соавторами не учли, что в момент метаморфизма начальная концентрация $\text{Ar}_{\text{рад}}$ относительно настоящего времени равнялась бы $Q_0 - Q_M$. Подставляя именно это выражение в формулу (4) и проводя преобразования, получаем правильное уравнение

$$\frac{T_0 - T_{\text{изм}}}{T_0 - T_M} = K \sqrt{\frac{Dt}{\pi a^2}}. \quad (6)$$

Использование неверной формулы, естественно, должно приводить и к неверным заключениям о времени наложенных процессов.

Вместе с тем в рамках классического подхода к миграции аргона возможно получение графическим способом как времени закрытия К-Аг системы (без его априорного выбора, как это

предполагалось выше), так и времени наложенного процесса. Для этого достаточно построить зависимость измеренного возраста ($t_{изм}$) какого-либо минерала от величины его зерна (a) в разных пробах. В случае одноактного, но постоянного по интенсивности воздействия при условии справедливости классического подхода должна получаться кривая (рис. 6), по которой определяются оба временных параметра.

В последнее время автором данной работы совместно с Л. К. Левским [8, 20] был предложен графический метод анализа дискордантности. Этот метод в своей основе не опирается на определенный механизм миграции аргона, но в ряде случаев позволяет ответить на некоторые вопросы о ее характере в природных условиях. Сущность метода заключается в исследовании закономерностей расположения точек, соответствующих различным пробам и определяемых на графике в координатах $t_{мин.1} - t_{мин.2}$, относительно конкордии.

При анализе результатов для нескольких пар минералов, помимо получения данных о времени закрытия К-Аг системы и (или) времени наложенного процесса, можно сделать вывод об одностадийном либо двухстадийном характере потерь аргона, так как кривые согласованного изменения возраста в том или другом случае имеют различный вид (рис. 7). В качестве примера использования этого метода приведем результаты датирования порфировидных гранитов витимканского комплекса в Западном Забайкалье. Время закрытия К-Аг системы этих гранитов, отвечающее возрасту последних и определяемое верхним пересечением кривых согласованного изменения возраста с конкордией (около 320 млн. лет — рис. 8), подтверждается данными Rb-Sr изохронного метода [8]. Вид кривых однозначно свидетельствует о двухстадийном характере выделения $Ar_{град}$ из микроклинов и плагиоклазов.

Отметим ограничения описанного метода. Во-первых, диффузионные параметры одноименных минералов в серии проб должны быть близкими. Во-вторых, воздействие должно быть одноактным, а его интенсивность неодинаковой для различных проб. В-третьих, должен отсутствовать избыточный аргон. При соблюдении этих условий графический анализ всегда можно провести. Это означает, в свою очередь, что получение кривой

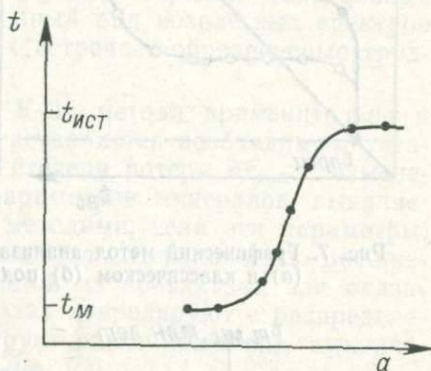


Рис. 6. Графическое решение модели открытой системы без избыточного аргона в рамках объемной диффузии.

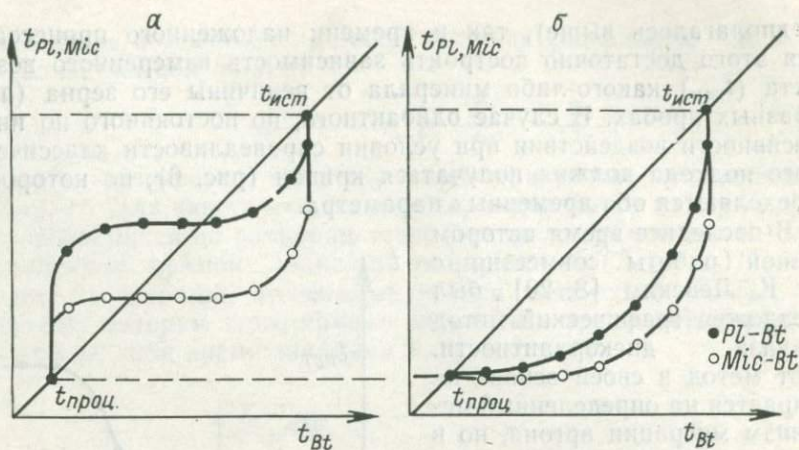


Рис. 7. Графический метод анализа дискордантности при кинетическом (а) и классическом (б) подходе к миграции аргона [7].

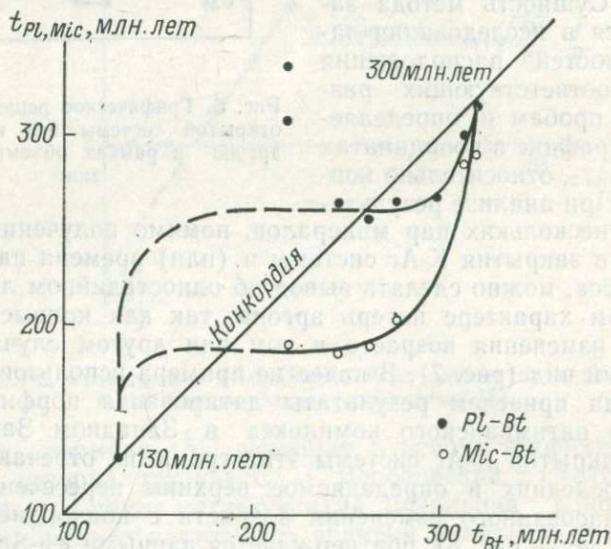


Рис. 8. Применение графического метода анализа дискордантности к результатам по порфиридовым гранитам витимканского комплекса в Забайкалье [7].

согласованного изменения возраста доказывает соответствие исследуемого объекта модели открытой системы без Ar_n .

В ряде случаев время закрытия К-Аг системы удается определить с помощью метода $^{40}Ar/^{39}Ar$. Если возрастной спектр имеет вид «лестницы вверх» с выходом в высокотемпературной

области на «плато», то значение, рассчитанное по отношению $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ для «плато», является верхним возрастным пределом. Для амфиболов и мусковитов при потерях $\text{Ar}_{\text{рад}}$, не превышающих 30 %, по высокотемпературному «плато» определяется время закрытия К-Аг системы [14]. Если же «плато» наблюдается в низкотемпературной области, то оно определяет максимально возможный возраст наложенного процесса. Вместе с тем следует отметить, что в большинстве случаев открытые минеральные К-Аг системы имеют более сложный вид возрастных спектров и однозначная интерпретация их встречает определенные трудности.

Для дальнейшего развития К-Аг метода применительно к открытым системам без Ar_i представляется необходимым установление количественной связи степени потерь $\text{Ar}_{\text{рад}}$ с изменением некоторых структурных параметров минералов, выявляемых различными физическими методами, если эти параметры, как и потери аргона, обуславливаются интенсивностью внешнего воздействия. Например, в одной из контактных зон оказалось, что потери $\text{Ar}_{\text{рад}}$ в амфиболах коррелируют с распределением железа по различным структурным позициям, выявляемым с помощью ЯГР-спектроскопии [2].

Заканчивая краткое рассмотрение моделей открытых К-Аг систем без избыточного аргона, необходимо отметить, что именно такие системы чаще всего встречаются на практике. При этом в большинстве случаев реальные возрастные значения можно выявить (и доказать их реальность) только при анализе результатов, получаемых по всем используемым в К-Аг геохронометрии минералам, входящим в состав исследуемых пород.

Модель открытых К-Аг систем с избыточным аргоном

Точно охарактеризовать эти системы не представляется возможным. С одной стороны, в отдельных минералах, составляющих такие системы, внедрение избыточного аргона в ходе наложенного процесса может полностью или частично компенсировать потери либо даже превзойти их; с другой — в минералах с Ar_0 потери аргона могут не превышать его начального содержания, что также должно нарушать известные закономерности. По-видимому, отличительной чертой рассматриваемых систем должно быть случайное распределение измеренных минеральных возрастов с нарушением ряда устойчивости. Такая система будет легко распознаваться, если измеренные возрасты ряда составляющих ее минералов превышают возможное время образования объекта, а остальные минералы имеют заведомо меньший возраст.

Имеются некоторые данные о том, что обсуждаемая модель различно реализуется для разного типа пород. Так, в петро-

графически не измененных гранитоидах Ag_n практически не наблюдается, а если и обнаруживается, то в основном в плагиоклазах, по-видимому представляя собой частично захваченный аргон, выделенный другими минералами. Кстати, такой захват проиллюстрирован на рис. 8, где одна из точек резко отскакивает от кривой согласованного изменения возраста для пары биотит—плагиоклаз.

В основных породах захват аргона характерен для всех минералов, кроме редко встречающихся в них калиевых полевых шпатов. В работе [14] описан Ag_n в амфиболе из габброидов, попавший туда в результате наложенного процесса, вызванного прорывающей габброиды гранитной интрузией. В этом случае авторам удалось показать, что Ag_n сосредоточивается вблизи поверхности кристаллов амфибола и может быть удален из пробы кислотной обработкой. Возрастной спектр такого амфибола, полученный методом $^{40}Ag/^{39}Ag$, представляет собой «лестницу вниз» с выходом на истинное время закрытия системы в высокотемпературной части спектра.

Описанные случаи легко поддавались расшифровке, поскольку для исследованных пород были точно установлены время их образования и время наложенного процесса. В общем случае распознавание таких систем и учет Ag_n в них крайне затруднительны, хотя для систем, изначально не содержащих аргона, можно предложить определенный прием. Его идея основана на результатах, полученных Ванлессом с соавторами [23] при изучении древнейших пород в экзоконтакте Гренвильского фронта (рис. 9). Из этих результатов со всей очевидностью вытекает, что в распределении Ag_n в биотитах существует определенная закономерность по отношению к Гренвильскому фронту, создаваемая закономерно изменяющимися p — T -условиями воздействия. Поскольку в изначально закрытых системах без Ag_n последний может попасть в составляющие систему минералы только в результате наложенного процесса, то в случае переменной его интенсивности захват аргона будет тоже неодинаковым. Изучение пространственного распределения измеряемых возрастов для различных минералов должно приводить в этом случае к выявлению истинных значений. Для систем, изначально содержащих избыточный аргон, такая закономерность может быть затуманена иного вида распределением Ag_0 .

Известную возможность предоставляет также метод $^{40}Ag/^{39}Ag$. Если, независимо от вида возрастных спектров различных минералов, в большинстве из них будет наблюдаться «плато» в высокотемпературных областях с одинаковым значением $^{40}Ag/^{39}Ag$, то возраст, рассчитанный по этому отношению, должен отвечать истинному времени закрытия системы. Однако такая ситуация реализуется редко и в общем случае определенной закономерности в возрастных спектрах не наблюдается.

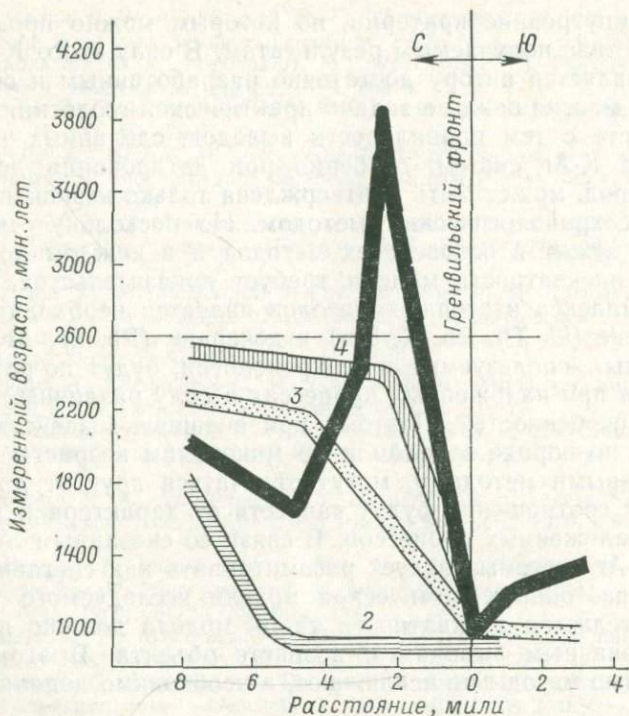


Рис. 9. Распределение K-Ar и Rb-Sr возрастов слюды в экзоконтакте Гренвилльского фронта [23].

1 — K-Ar возраст биотитов; 2 — Rb-Sr возраст биотитов; 3 — K-Ar возраст мусковитов; 4 — Rb-Sr возраст мусковитов. Пунктирная линия — возраст пород по данным Rb-Sr изохронного метода по породе в целом.

При интерпретации результатов в рамках обсуждаемой модели следует иметь в виду сказанное ранее о закрытых системах с Ar_0 , а именно: в интрузивных и метаморфических породах избыточный аргон достоверно не обнаружен в калиевых полевых шпатах, нефелинах и мусковитах (в этом смысле очень характерен рис. 9). В целом же следует признать, что именно модели открытых систем с избыточным аргонem разработаны менее остальных.

Заключение

Критическое, пусть даже неполное рассмотрение изотопно-геохимических моделей в K-Ar геохронологии позволяет утверждать, что единственно возможным путем получения возрастной информации является сопоставление результатов датирования по различным минералам. Очевидно также, что интерпретация K-Ar результатов возможна только в рамках определенных модельных представлений, причем большинство моделей

имеют внутренние критерии, по которым можно проверить их соответствие получаемым результатам. В силу этого К-Аг метод представляется автору достаточно разработанным и способным решать многие важные задачи практической геологии.

Вместе с тем правильность выводов, сделанных на основе анализа К-Аг систем, особенно при датировании докембрийских пород, может быть подтверждена только независимым изотопно-геохронологическим методом. Но поскольку модельный подход лежит в основе всех методов и в каждом конкретном случае адекватность модели требует доказательства, применение комплекса изотопных методов является необходимым. Материнские (U, Th, Rb, K, Sm) и дочерние (Pb, Sr, Ar, Xe, Nd) элементы, используемые в геохронологии, будут по-разному вести себя при наложенных процессах в силу различных геохимических особенностей. Поэтому при внешнем воздействии измеряемые по породе в целом и по минералам возрасты, полученные разными методами, могут отличаться друг от друга. При этом их соотношения будут зависеть от характера и интенсивности наложенных процессов. В связи со сказанным любую модель К-Аг системы следует рассматривать как составную часть общей изотопно-геохимической модели исследуемого объекта. Доказательство адекватности такой модели должно приводить к однозначным выводам о возрасте объекта. В этом смысле различные методы не исключают, а необходимо дополняют друг друга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дэмон П. Э. Калий-аргоновый метод датирования изверженных и метаморфических пород и его применение к изучению горных массивов Провинции Бассейнов и Хребтов на территории штатов Аризона и Сонора. — В кн.: Радиометрическое датирование. М., Атомиздат, 1973, с. 7—59.
2. Козлов В. С., Рублев А. Г. ЯГР-спектроскопическое изучение вторично метаморфизованных амфиболов. — В кн.: Проблемы генетической информации в минералогии. Тез. II Всесоюз. минер. семинара. Сыктывкар, 1980, с. 107.
3. Левский Л. К. Возраст и термическая история каменных метеоритов и минералов. — Геохимия, 1964, № 7, с. 601—609.
4. Морозова И. М., Спрингсон В. Д., Шуркина Л. К. Кинетика выделения избыточного ^{40}Ar из плагиоклазов габбро (Кольский полуостров). — Геохимия, 1975, № 5, с. 684—692.
5. О реликтовых возрастах основных интрузий Смородинского участка Воронежского кристаллического массива/С. Н. Вороновский, Л. Н. Овчинников, Н. А. Сокова и др. — В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М., Наука, 1976, с. 209—214.
6. Пушкарев Ю. Д. Актуальные проблемы К-Аг геохронологии (препринт докл.). Апатиты, 1977. 53 с.
7. Рублев А. Г. Особенности определения возраста эффузивных пород К-Аг методом (на примере мезозойских вулканитов Забайкалья). — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Тез. докл. Уфа, 1979, с. 80—81.
8. Рублев А. Г. Применение К-Аг метода для датирования фанерозойских интрузивных комплексов (на примере Западного Забайкалья). Автореф. канд. дис. Л., 1979. 24 с.

9. Толстихин И. Н., Друбецкой Е. Р., Шараськин А. Я. Об изотопном составе аргона в мантии Земли. — Геохимия, 1978, № 4, с. 514—520.
10. Шуколоков Ю. А., Горохов И. М., Левченко О. А. Графические методы изотопной геологии. М., Недра, 1974. 208 с.
11. Damon P. E. A theory of „real“ K-Ar clocks. — *Eclogae Geol. Helv.*, 1970, vol. 63, № 1, p. 69—76.
12. Givetta L., Cortini M., Gasparini P. Interpretation of a discordant K-Ar age pattern (Capo Vaticano, Calabria). — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, vol. 20, № 1, p. 113—118.
13. Harper C. T. Grafical solutions to the problem of radiogenic argon-40 loss from metamorphic minerals. — *Eclogae Geol. Helv.*, 1970, vol. 63, № 1, p. 119—140.
14. Harrison T. M., McDougall I. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analysis. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1980, vol. 44, № 12, p. 2005—2020.
15. Hayatsu A., Carmichael C. M. K-Ar isochron method and initial argon ratios. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 8, № 1, p. 71—76.
16. Hayatsu A., Palmer H. C. K-Ar isochron study of the Tudor Gabbro, Grenville Province, Ontario. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 25, № 2, p. 208—212.
17. Lanphere M. A., Dalrymple G. B. Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 32, № 2, p. 141—148.
18. McDougall I., Polach H. A., Stipp J. J. Excess radiogenic argon in young subaerial basalts from Auckland volcanic field, New Zealand. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1969, vol. 33, № 10, p. 1485.
19. Musset A. E., McCormack A. G. On the use 3-dimensional plots in K-Ar dating. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, vol. 42, № 12, p. 1877—1883.
20. Rublev A. G., Levsky L. K. The graphic method of analysis of discordant potassium-argon data. — *Geochem. J.*, 1978, vol. 12, № 2, p. 69—74.
21. Shajiqullah M., Damon P. E. Evolution of K-Ar isochron methods. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1974, vol. 38, № 9, p. 1341—1358.
22. Zimmerman J.-L. Excess and loss of argon in dolerites; example of erroneous isochrons from a metamorphosed dyke in middle caledonides, Norway. — *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1977, t. 285, № 7, p. 1159—1162.
23. Wanless R. K., Stevens R. D., Loveridge W. D. Excess radiogenic argon in biotites. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, vol. 7, № 2, p. 167—168.

УДК 550.93 : 549

С. В. Анруб

ВЛИЯНИЕ РЕАКЦИИ КАТИОННОГО ОБМЕНА НА КАЛИЙ-АРГОНОВУЮ СИСТЕМУ В МИНЕРАЛАХ

Определение возраста геологических объектов, основанное на различных схемах радиоактивного распада, включает в качестве необходимой задачи изучение способности к миграции как материнского, так и дочернего элементов в минералах за геологическое время их существования. В связи с этим перспективным представляется лабораторное моделирование процессов, способных нарушить замкнутость системы, в которой происходит радиоактивный распад. В мировой практике исследований калий-аргоновой системы в силу целого ряда обстоятельств объектом изучения чаще оказывается продукт распада — радио-

генный аргон. Установление влияния миграции калия на радиологический возраст не менее актуально, особенно при определении абсолютного возраста измененных минералов. До настоящего времени наиболее интересной и серьезной работой, посвященной этому вопросу, остается работа Калпа, выполненная еще в 1964 г. [1].

В течение ряда лет нами проводились исследования с целью изучения искажения отношения K/Ar в минералах под воздействием реакции катионного обмена калия на магний. Они выполнялись в три этапа. На первом этапе было решено повторить эксперименты Калпа, но в более мягких условиях. На втором — мы осуществили реакцию катионного обмена при одних и тех же условиях в нескольких образцах биотитов из хорошо изученных геологических объектов. На третьем этапе исследовали калий-калиевый обмен между биотитом и раствором соли калия, а также изменения в биотите после обработки его в воде (т. е. мы пытались таким образом в какой-то степени воспроизвести в лаборатории условия природного выветривания).

В ходе исследований мы определяли в образцах содержание калия и аргона, а на заключительной стадии опытов изучали кинетику выделения аргона из образцов, применяя метод динамического отжига радиогенного аргона (ДОРА), или аргонографии, что является особенностью нашей работы.

Теория и методика ДОРА неоднократно обсуждались как в наших работах, так и в работах других исследователей. Кратко напомним, что в этом методе с помощью масс-спектрометра изучается скорость выделения аргона из образца при непрерывно и равномерно возрастающей температуре. Фиксируемые самописцем масс-спектрометра дифференциальные кривые выделения аргона в зависимости от температуры и есть так называемые аргонограммы, или спектры ДОРА, которые содержат исходные данные для всех дальнейших построений. Аргонограммы могут заключать в себе зачастую два, а то и большее количество спектров, что, по нашему мнению, указывает на различие эффективных энергий связи атомов аргона, закрепленных различным образом и удаляющихся процессами с независимой кинетикой.

Для сравнения аргонограмм минералов нами предложена система аргонографических индексов (САИ) — система геометрических и кинетических характеристик спектров ДОРА. К геометрическим признакам отнесены, например, такие, как отношение площадей (количества аргона) спектров аргонограммы (индекс M), отношение высоты спектра к его полуширине (индекс H) и т. д.; к кинетическим — энергия активации (E), частотный фактор процесса выделения аргона (C) и др. С помощью САИ нами проводились исследования выделения благородного газа из минералов при отжиге в зависимости от факторов внешнего лабораторного и природного воздействия.

Как из наших данных, так и из многочисленных данных, представленных другими авторами, видно, что аргонограмма служит своеобразным «паспортом» минерала, который не только позволяет уверенно идентифицировать минерал, но и отражает особенности его строения, условий образования и последующего существования. Одной из важных задач исследования минералов методом ДОРА является получение эталонных аргонограмм.

Используя ДОРА, можно непосредственно определять содержание аргона в образцах, что нашло применение в этой работе. Количество аргона в образцах и потери его в результате выщелачивания измерялись интегральным методом с погрешностью 7 % (сравнение площади аргонограммы исследуемого образца с эталоном). Наряду с этим в пяти случаях содержание аргона в образцах определялось методом изотопного разбавления (трассер — ^{38}Ar). Результаты двух методик совпадали в пределах 2—3 %.

Погрешность определения кинетических параметров E , C , а также других аргонографических индексов в наших экспериментах составляла 10 %.

Определение содержания калия в образцах и растворах проводилось по стандартной методике (растворение в плавиковой кислоте, определение содержания калия на фотометре «Цейсс» с точностью до 1 %). Каждый из используемых растворов исследовался также на содержание калия для контроля и подведения общего баланса.

Как уже указывалось, на первом этапе исследований мы повторили эксперименты Калпа. Калп проводил выщелачивание калия из биотита на колонках в весьма жестких условиях и показал, что выщелачивание калия, вплоть до 80 % от его содержания, не оказывало влияния на аргоновый возраст.

Мы проводили выщелачивание калия из одного и того же образца биотита на водяной бане при температуре порядка 80 °С в 0,1 М растворе хлористого магния в течение нескольких месяцев; циклы нагревания соответствовали односменной работе при пятидневной рабочей неделе, суммарное время эксперимента при температуре водяной бани — порядка 1200 ч.

К сожалению, проследить кинетику перехода калия из минерала в раствор в таком длительном эксперименте оказалось затруднительным, и для аргонографических исследований были выбраны образцы биотита, потерявшие 14, 23, 32 и 55 % калия от общего содержания его в исходном образце. Результаты эксперимента представлены в табл. 1, на рис. 1 и 2.

Как следует из приводимых данных, до некоторого предела (см. образцы, потерявшие 14, 23 и 32 % калия) магний замещался в биотите на калий как бы «изоморфно», т. е. вид аргонограммы изменялся соответственно потерям калия (с увеличением потерь уменьшалась площадь только первого спектра);

Влияние постепенного замещения калия магнием в биотите на кинетические параметры выделения аргона при отжиге

Потери, %		E_1 , ккал/моль	C_1 , с ⁻¹	E_2 , ккал/моль	C_2 , с ⁻¹
K	Ar				
—	—	45	$1,0 \cdot 10^5$	75	$2,1 \cdot 10^9$
14	16	48	$8,5 \cdot 10^5$	73	$2,0 \cdot 10^9$
23	25	50	$1,2 \cdot 10^6$	75	$2,1 \cdot 10^9$
32	33	50	$1,1 \cdot 10^6$	77	$2,3 \cdot 10^9$
55	47	50	$6,0 \cdot 10^5$	70	$1,8 \cdot 10^9$

кинетические параметры E и C для каждого спектра во всех трех случаях варьировали в пределах погрешности эксперимента; наконец, потери калия были пропорциональны потерям аргона. Таким образом, можно заключить, что для всех этих случаев условия сохранения биотита как минерального индивида соблюдаются. Такой результат в общем согласуется с выводами работы Калпа.

Однако в нашем случае образец биотита, потерявший 55 % калия, резко выпадал из общей закономерности: здесь потери аргона были меньше, чем потери калия; вид аргонограммы этого образца по сравнению с аргонограммой исходного биотита изменился таким образом, что стало возможным предположить переход аргона из высокоэнергетического спектра (параметры E_2 и C_2) в более низкоэнергетический (параметры E_1 и C_1).

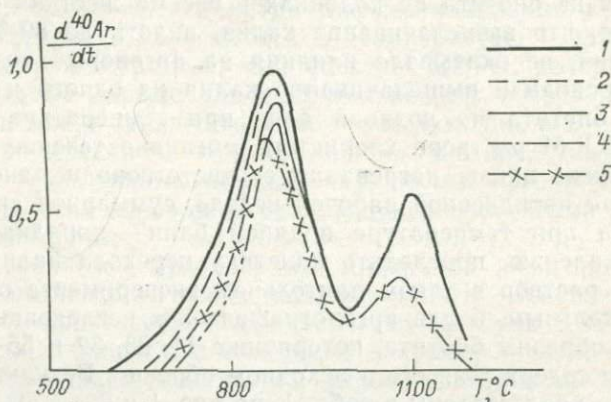


Рис. 1. Аргонограммы биотита при различной степени реакции обмена $K^+—Mg^{2+}$ (площади под кривыми соответствуют количеству выделившегося аргона).

1 — биотит исходный; 2 — биотит, потерявший 14 % калия; 3 — биотит, потерявший 23 % калия; 4 — биотит, потерявший 32 % калия; 5 — биотит, потерявший 55 % калия.

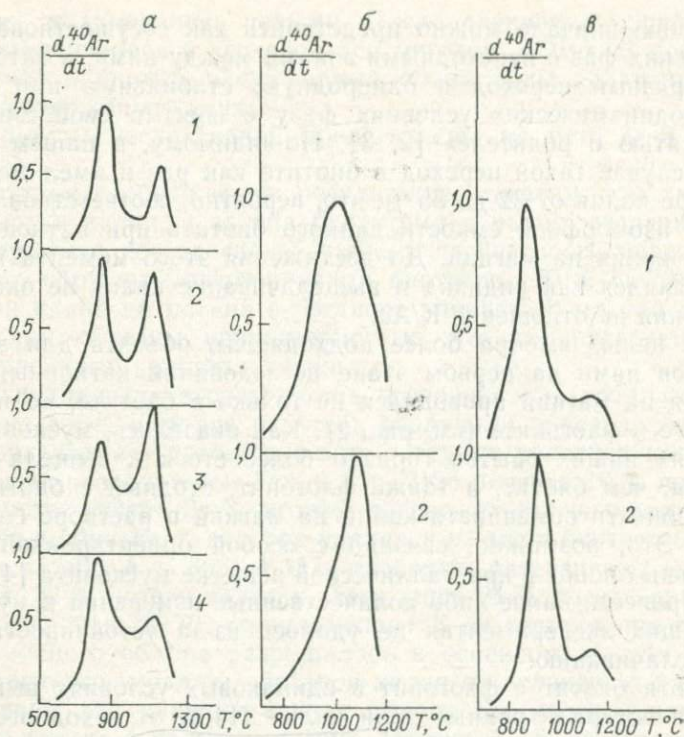


Рис. 2. Аргонограммы минералов при реакции обмена $K^+ - Mg^{2+}$ (все кривые нормированы).

α — аргонограммы биотита: 1 — биотит исходный, 2 — биотит, потерявший 14 % калия, 3 — биотит, потерявший 32 % калия, 4 — биотит, потерявший 55 % калия; β — аргонограммы флогопита: 1 — флогопит исходный, 2 — флогопит, потерявший 14 % калия; γ — аргонограммы мусковита: 1 — мусковит исходный, 2 — мусковит, обработанный горячим раствором $MgCl_2$ (потеря калия и аргона практически не обнаружено).

Параметры E и C в этом образце биотита для каждого спектра оказались иными, соответствуя иной степени сохранности в них аргона по сравнению с исходным образцом и со всеми предыдущими. То есть в этом случае мы имеем дело с образцом, совершенно несхожим с исследованными в эксперименте ранее. Таким образом, результатом нашего эксперимента явилось получение образца «биотита», претерпевшего, по-видимому, перестройку структуры решетки, что произошло после замены такого количества калия на магний, которое оказалось для исходного образца критическим (в нашем случае такая перестройка структуры решетки в биотите произошла после замены в нем более 32 % калия на магний, а именно: в промежутке от 32 до 55 % выщелоченного калия).

Согласно современным представлениям о развитии фазовых реакций в виде локальных зон во всех направлениях, фазовую

реакцию вначале можно представить как сосуществование нескольких фаз с переходными зонами между ними, а затем скачкообразный переход в однородную, стабильную при данных термодинамических условиях фазу с новыми свойствами и с «памятью о родителе» [2, 3]. По-видимому, в нашем последнем случае такой переход в биотите как раз и имел место при потере калия от 32 до 55 %, что, вероятно, соответствовало пределу изоморфной емкости данного биотита при катионном обмене калия на магний. До достижения этого момента минерал сохранялся как индивид и выщелачивание калия не оказывало влияния на отношение К/Аг.

С целью выбора более подходящего объекта для экспериментов нами на первом этапе исследований катионный обмен калия на магний проводился не только в биотите, но и в мусковите и флогопите (см. рис. 2). Как оказалось, мусковит в условиях наших опытов гораздо более стоек к выщелачиванию калия, чем биотит, а также флогопит, сходный с биотитом по способности обменивать калий на магний в растворе соли магния. Это, возможно, связано с особой ориентировкой гидроксильных ионов в кристаллической решетке мусковита [4].

Провести какие-либо количественные измерения в мусковите в наших экспериментах не удалось из-за устойчивости его к выщелачиванию.

Хотя биотит и флогопит в одинаковых условиях выщелачивания потеряли равные доли калия (14 % от исходного содержания), флогопит оказался неподходящим минералом для аргонорафических исследований: аргонорама его состояла всего из одного спектра.

Отметим здесь, что после прогрева на атмосфере в течение 40 ч при температуре 300 °С мусковит и биотит по способности к выщелачиванию калия поменялись местами: прогретый мусковит теперь терял калий при катионном обмене заметно лучше, чем прогретый биотит.

На втором этапе исследований пять образцов биотитов весом 2—3 г были помещены в 0,05 М раствор хлористого магния и обрабатывались при температуре 80 °С в течение 131 ч, при температуре 60 °С в течение 33 ч, затем при комнатной температуре в течение 772 ч; общее время обработки 936 ч. Раствор периодически, по мере выпаривания, заменялся свежим, чтобы не изменять условия опыта. После окончания обработки минералы высушивались и анализировались.

На третьем этапе исследований три навески одного и того же образца биотита весом 0,3—0,5 г были помещены соответственно в 0,1 М раствор хлористого калия, в 0,001 М раствор хлористого калия, в дистиллированную воду. Каждая из навесок обрабатывалась при температуре 80 °С в течение 165 ч, при комнатной температуре в течение 1050 ч; общее время обработки 1215 ч. По мере испарения каждого из растворов они

сливались и заменялись новыми. После окончания обработки биотит высушивался и исследовался методом ДОРА. В последнем случае и биотит, и суммарный объем воды анализировались на содержание калия.

Результаты исследований представлены на рис. 3—6 и в табл. 2.

Приступая к обсуждению результатов, отметим, что характер потерь и калия, и аргона биотитами в наших экспериментах совершенно не зависел от степени дисперсности образцов; например, образцы мелкозернистых биотитов (201в, 55-70) обменивали калий на магний в растворе хлористого магния даже слабее, чем образцы крупнозернистые, что не согласуется с представлениями кристаллохимии.

В экспериментах второго этапа исследований (табл. 2) обращает на себя внимание то, что в различных образцах биотитов потери калия и аргона в одних и тех же условиях катионного обмена неодинаковы. Так, в обр. 2126 биотита 10 % потерь калия соответствует 24 % потерь аргона от их исходного содержания в образце, т. е. аргон удалялся из этого биотита быстрее, чем калий. А в обр. А-117, наоборот, интенсивней терялся калий: 33 % потерь калия и всего лишь 24 % потерь аргона. В образцах 201в, 55-70, «лепидомелан» К-Аг система при реакции катионного обмена разрушалась в основном за счет преимущественного ухода из образцов калия по сравнению с аргонном, причем для каждого случая выявляется индивидуальный характер потерь и калия, и аргона. Из рис. 3—5, где представлены аргонограммы исследованных нами биотитов до и после обработки в растворе хлористого магния, следует, что аргонограммы отразили специфические для каждого из биотитов изменения, происшедшие в результате реакции катионного обмена. Возможно, все это указывает на то, что при таких реакциях миграция из биотита калия и миграция аргона — процессы независимые, не связанные друг с другом во времени, а может быть, и в пространстве.

Однако при внимательном изучении представленных данных оказывается, что в тех образцах биотитов, в которых степень искаженности радиологического возраста по сравнению с истинным больше (ряд: обр. 55-70, А-117, 2126, 201в, неизменный образец «лепидомелан»), реакция катионного обмена калия на магний приводит к большему изменению К-Аг системы. Возможно, скорость реакции катионного обмена в биотите может указать на степень искаженности радиологического К-Аг возраста этого образца биотита, но для более представительного заключения требуются дополнительные исследования. Что же касается потерь аргона в биотитах в результате катионного обмена в них калия на магний, то они, как следует из представленных данных, не дают указаний о степени искаженности радиологического К-Аг возраста этих биотитов. Например

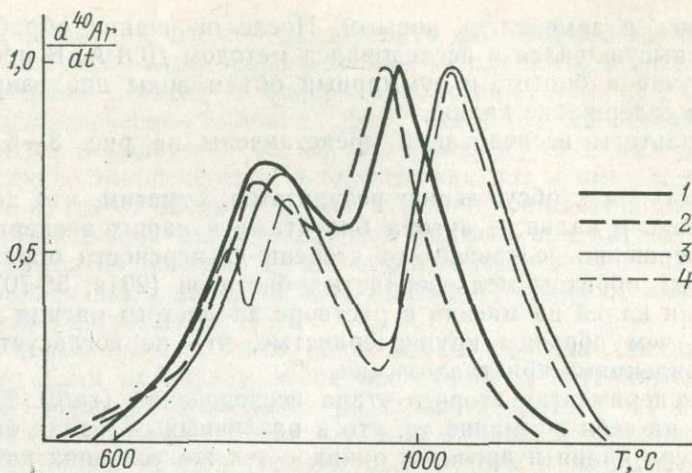


Рис. 3. Аргонogramмы образцов «лепидомелан» и 2126 биотитов при реакции обмена $K^+ - Mg^{2+}$.

1 — «лепидомелан» исходный; 2 — «лепидомелан» — продукт реакции; 3 — обр. 2126 исходный; 4 — обр. 2126 — продукт реакции.

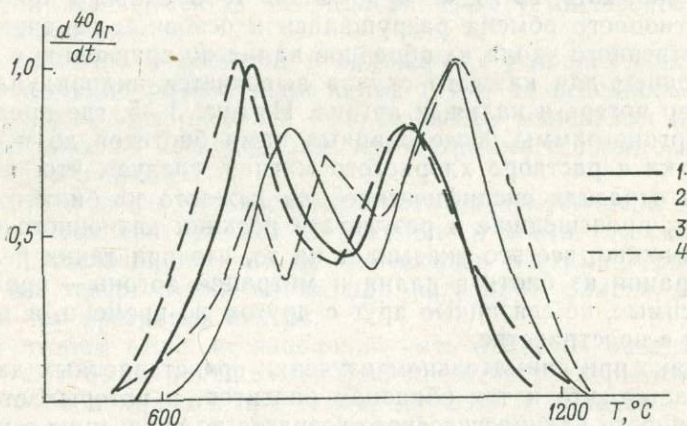


Рис. 4. Аргонogramмы обр. 201в и 55-70 биотитов при реакции обмена $K^+ - Mg^{2+}$.

1 — обр. 201в исходный; 2 — обр. 201в — продукт реакции; 3 — обр. 55-70 исходный; 4 — обр. 55-70 — продукт реакции.

(табл. 2), слабо измененный вторичными процессами обр. 2126 биотита, радиологический возраст которого отличается от возраста геологического объекта — интрузивного комплекса в Забайкалье всего на 9 %, потерял при катионном обмене 24 % радиогенного аргона, в то время как обр. 55-70, содержащий 49 % избыточного аргона, в этом случае сохранил и избыточ-

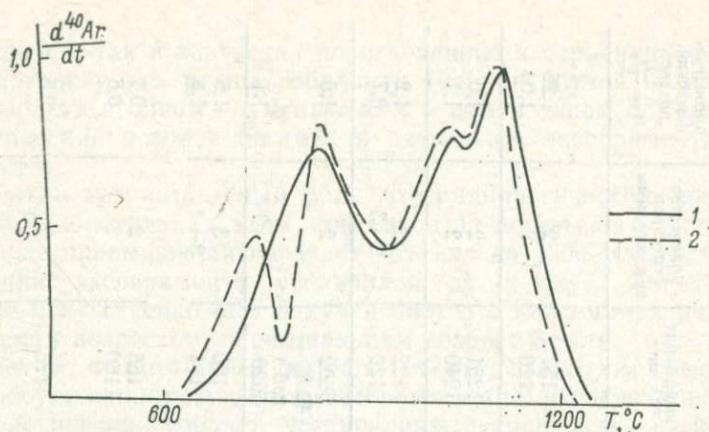


Рис. 5. Аргонogramмы обр. А-117 биотита при реакции обмена $K^+ - Mg^{2+}$.

1 — обр. А-117 исходный; 2 — обр. А-117 — продукт реакции.

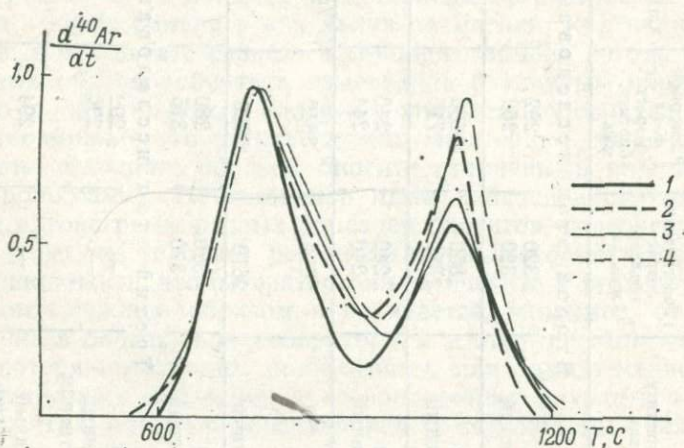


Рис. 6. Аргонogramмы биотита при обработке растворами хлористого калия и дистиллированной водой.

1 — биотит исходный; 2 — биотит, обработанный 0,001 М раствором KCl; 3 — биотит, обработанный 0,1 М раствором KCl; 4 — биотит, обработанный дистиллированной водой.

ный аргон, и накопленный за время существования. Или другой пример: обр. А-117 биотита, возраст которого, измеренный по отношению K/Ar , отличается от геологического возраста объекта на 24 %, и обр. 2126 биотита, $K-Ar$ возраст которого почти совпадает с геологическим возрастом объекта, потеряли каждый при катионном обмене одинаковую долю радиогенного аргона.

Итак, из полученных результатов видно, что при катионном обмене кажущийся радиологический $K-Ar$ возраст биотитов как

Влияние реакции катионного обмена $K^+ - Mg^{2+}$ на K-Ar систему в биотитах

Номер образца, место отбора	Характеристика образца	Геологический возраст объекта, млн. лет	Расчетный K-Ar возраст биотита, млн. лет	Содержание K, %	Содержание ^{40}Ar , нг/г	Количество спектров аргограммы	Аргографический индекс $M = \frac{S_2}{S_1}$
Второй этап исследований							
2126, Кыджимитский массив, Забайкалье	Исходный	320	292	7,32	157	2	1,25
	Обработанный	320	252	6,60	120	2	1,04
201в, Кольский полуостров	Исходный	1850	1650	7,20	1291	2	1,0
	Обработанный	1850	1710	6,35	1240	2	1,1
«Лепидомелан», Казахстан	Исходный	240	240	7,00	122	2	1,2
	Обработанный	240	244	6,72	120	2—3	0,7
55-70, зона контакта Гренвильского фронта	Исходный	2610	3840	7,54	5602 (49 % — изв.)	2	1,0
	Обработанный	2610	5000	4,76	5620	2—3	1,1
A-117, Казахстан	Исходный	370	280	7,38	150	3	1,6
	Обработанный	370	315	4,92	114	3—4	1,8
Третий этап исследований							
30, Кайсанская складчатая система	Исходный	—	292	7,58	165	2	0,7
	Обработанный 0,1 M раствором KCl	—	290	7,58	160	2	0,6
	Обработанный 0,001 M раствором KCl	—	294	7,58	173	2	0,5
	Обработанный дистиллированной водой	—	296	7,35	160	2	0,45

уменьшался, так и возрастал по отношению к первоначальному К-Аг возрасту для разных образцов (на три случая возрастания возраста в одном — уменьшение, а еще в одном случае радиологический возраст биотита в результате эксперимента не изменился).

Отметим как интересный факт, что радиологический возраст обр. 55-70 биотита из зоны контактов Гренвильского фронта, и так уже превышающий возраст объекта на 1200 млн. лет, по окончании эксперимента увеличился до 5 млрд. лет, т. е. впервые искусственно был получен биотит с кажущимся радиологическим возрастом, превышающим возраст Земли.

Заметим, что истинный возраст объекта, о котором говорится в обсуждении результатов второго этапа исследований, — это геологический возраст, установленный чаще всего несколькими независимыми радиологическими методами и отвечающий геологическим представлениям.

Продолжая обсуждение второго этапа эксперимента, обратимся к рис. 3—5, на которых представлены аргонограммы биотитов до и после обмена в них калия на магний. Как видно из рисунков, в результате реакции катионного обмена аргонограммы разных образцов биотита изменялись различным образом, зачастую в обработанном биотите появлялся дополнительный спектр (возможно, это может служить критерием степени измененности исходного образца биотита вторичными геологическими процессами). Наблюдаемое нами изменение структуры спектров аргонограмм разных образцов биотитов, подвергнутых в одних и тех же условиях реакции катионного обмена, позволяет предположить, что потеря аргона из биотита в этом случае происходит сложным образом и отличается, например, от потери аргона в биотите при лабораторном изотермическом отжиге. Эта потеря происходит, по-видимому, или одновременно из двух структурных состояний, в которых может находиться аргон в биотитах, или с преобразованием самой системы этих состояний.

Обсуждая результаты третьего этапа исследований, укажем, что растворение биотита в растворах калиевых солей и в дистиллированной воде, которое, как предполагалось, могло вызвать хлоритизацию биотита, не приводило к потерям ни калия, ни радиогенного аргона (рис. 6, табл. 2). Тем не менее и здесь мы наблюдали перестройку спектров аргонограммы биотитов после обработки, причем увеличивалась населенность именно первого, низкотемпературного, спектра. Наличие в растворе ионов калия, по-видимому, только приглушало подобную перестройку.

Проведенные нами эксперименты позволяют заключить, что следует быть осторожными при обобщении результатов Калпа о синхронном удалении из биотита калия и аргона при катионном обмене вплоть до 80% потерь калия, так как эти данные

получены при исследовании только одного минерального индивида. По-видимому, синхронное удаление и калия, и аргона при таких реакциях скорее исключение, чем правило.

Тем не менее как из данных, полученных Калпом, так и из наших данных можно сделать вывод о том, что между биотитами и раствором соли магния довольно легко осуществляется обмен однозарядного иона калия (радиус иона 1,33 Å) на значительно меньший по размеру двузарядный ион магния (радиус 0,78 Å), хотя кристаллохимическое различие этих ионов, казалось бы, не дает оснований для таких реакций. Этот обмен, по нашим данным, приводит к нарушению отношения K/Ar в образце. Довольно широкая распространенность в природе процессов вермикулитизации в общем случае согласуется с результатом наших опытов, в которых некоторые биотиты оказывались эффективными акцепторами магния.

Однако процессы хлоритизации, гораздо более широко развитые в природе, чем процессы вермикулитизации, в наших экспериментах воспроизвести не удалось. Возможно, что при воспроизведении процессов хлоритизации одним из решающих факторов является кислотность раствора, которая должна отличаться от нейтральной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Калп Дж. Сходимость и разногласия K-Ar и Rb-Sr методов определения возраста по слюдам. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., Наука, 1964, с. 58—65.
2. Урусов В. С. Энергетическая кристаллохимия. М., Наука, 1975. 335 с.
3. Хауфе Е. Реакции в твердых телах и на их поверхности. Ч. 1. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 280 с.
4. Basset W. A. Role of hydroxyl orientation in mica alternation. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 71, № 4, p. 84.

УДК 550.93 : 552.321.1

Г. А. Мурина, Ю. П. Шергина, П. Б. Лебедев

ВЛИЯНИЕ ПРОЦЕССА ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВЫМ МЕТОДОМ (НА ПРИМЕРЕ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ САЛМИНСКОГО МАССИВА)

При сборе материала для датирования пород Rb-Sr методом, чтобы исключить влияние выветривания, обычно отбирают наиболее свежие, неизмененные образцы. Однако иногда трудно или даже невозможно получить материал, полностью свободный от следов выветривания, и поэтому очень важно знать, как скажется этот процесс на изотопных данных. Работ по выяснению влияния выветривания на результаты Rb-Sr датирования сравнительно немного. Имеющиеся данные свидетельствуют, что:

1) процессы выветривания, как физического, так и химического, сопровождаются преимущественным выносом стронция по сравнению с рубидием и, следовательно, увеличением отношения Rb/Sr;

2) для пород, подвергшихся выветриванию, чаще всего наблюдается занижение («омоложение») возраста по сравнению со свежими породами.

Механизм процесса выветривания, как известно, достаточно сложен. Он зависит от многих факторов: минералогического состава породы, ее структурных и текстурных особенностей, типа выветривания и пр. Поэтому следует ожидать, что влияние выветривания на Rb-Sr систему будет определяться вполне конкретной геологической обстановкой, и разговор об установлении каких-либо закономерностей в поведении рубидия и стронция может идти лишь в рамках определенного класса пород и определенного типа выветривания.

Мы попытались исследовать влияние этого процесса в связи с датированием гранитов рапакиви Салминского массива. Для этих пород оказалось возможным подобрать геологический материал, отражающий разную степень выветривания породы. Для исследования были взяты породы I фазы массива. Они представляют собой грубозернистые (овоидные) амфибол-биотитовые граниты (выборгиты), которые являются наиболее распространенными породами массива. Средний минералогический состав этих гранитов следующий: кварц — 24,6 %, ортоклаз — 61,2 %, плагиоклаз — 11,6 %, биотит — 2,7 %, амфибол — 1,2 % [2]. Наряду с образцами пород хорошей сохранности были отобраны образцы этих пород, в различной степени измененные: от дресвы до осветленных гранитов с большим количеством глинистых минералов. При анализе шлифов под микроскопом было установлено, что процесс выветривания проявился в прогрессирующей серицитизации плагиоклаза, пелитизации калиевого полевого шпата и гидратации или полном разложении биотита и амфибола при сохранении гранитной структуры.

Прежде чем перейти к изложению и обсуждению полученных результатов, попытаемся сформулировать общие соображения о поведении рубидия и стронция при выветривании пород кислого и среднего состава в обстановке умеренной влажности и воздействия кислых почвенных вод — случай, являющийся предметом нашего изучения и, пожалуй, наиболее типичный для территории СССР. Вслед за Боттино и Фуллагаром [8], мы полагаем, что подвижность рубидия и стронция при выветривании в большей степени обусловлена минералогическим составом породы. Голдич [14] пришел к выводу, что по своей устойчивости при процессах выветривания главнейшие породообразующие силикаты могут быть расположены в следующие ряды, отвечающие ряду Боуэна (от менее к более устойчивым минералам):

Оливин	Кальциевый плагиоклаз
Авгит	Кальциево-натриевый плагиоклаз
Роговая обманка	Натриево-кальциевый плагиоклаз
	Натриевый плагиоклаз
Биотит	Калиевый полевой шпат
	Мусковит
	Кварц

Рассмотрим приведенные ряды по их значимости для баланса рубидия и стронция в породах кислого и среднего состава.

Самый неустойчивый из силикатов, оливин, не играет сколько-нибудь заметной роли в балансе рубидия и радиогенного стронция, так как содержание рубидия в нем примерно в 20 раз ниже, чем стронция [11], и в породах кислого состава он присутствует крайне редко и лишь как аксессуарный минерал.

Пироксены, обычно встречаемые в кислых породах в незначительных количествах, — авгит, гиперстен, энстатит. Кальциевые и магнезиально-железистые пироксены, как правило, содержат в 100—200 раз больше стронция, чем рубидия [11], и не играют роли в балансе рубидия и радиогенного стронция. Однако в основных и ультраосновных породах оливин и пироксены выступают как главные породообразующие минералы, чем и обусловлена значительно большая подверженность этих пород выветриванию.

Наименее устойчивым минералом гранитоидов является кальциевый плагиоклаз (и анортитовая составляющая Ca-Na и Na-Ca плагиоклазов) — основной концентратор и носитель стронция, изоморфно замещающего кальций. Отсюда понятно отмечаемое многими исследователями уменьшение содержания стронция в породах при их выветривании [6, 8] и соответствующее увеличение отношения Rb/Sr (иногда до 10 раз). Содержание рубидия в плагиоклазе крайне низкое и составляет в среднем 10—20 мкг/г, причем отношение K/Rb в плагиоклазах, как правило, очень высокое, много выше среднего отношения в породе [13]. Естествен поэтому вывод, сделанный Фуллагаром и Рагландом [12], что разрушение плагиоклаза при выветривании мало влияет на возраст породы в целом.

Содержание биотита в кислых породах редко превышает 5—10 %, но поскольку этот минерал является концентратором рубидия и, следовательно, радиогенного стронция, его разрушение при выветривании должно сказаться на состоянии Rb-Sr системы. В условиях воздействия на породу обычных для умеренных широт кислых Ca-Mg растворов при интенсивном катионном обмене и гидролизе биотита, по-видимому, будет происходить преимущественный вынос радиогенного стронция [1, 5], во всяком случае на начальных стадиях процесса*. Лишь по

* Преимущественный по сравнению со стронцием вынос рубидия был установлен при воздействии на биотит натриевых растворов [3], которые в рассматриваемых нами условиях выветривания практически отсутствуют.

мере дальнейшего разрушения минерала будет высвобождаться рубидий, причем последующая судьба рубидия и радиогенного стронция может быть неодинакова и если стронций полностью выносится из породы, то содержание рубидия в одних выветрелых породах увеличивается, в других — не меняется, в третьих — намечается тенденция к его уменьшению. Удерживание рубидия связано, видимо, главным образом с образованием вторичного серицита и с адсорбцией рубидия на вновь образованных глинистых минералах.

Такой неравновесный вынос рубидия и радиогенного стронция из биотита и калиевого полевого шпата на различных стадиях разрушения минерала [3], по-видимому, может привести (при отсутствии сорбции рубидия) к парадоксальному на первый взгляд явлению, когда полностью выветрелые породы могут дать более близкое к истинному значение возраста, чем породы, слабо затронутые выветриванием. Простой расчет, исходящий из минералогического состава гранитов рапакви и допущения, что носителями рубидия являются только биотит и калиевый полевой шпат, показывает, что при полном разрушении биотита и последующем существенно различном поведении рубидия и радиогенного стронция (стронций выносится, рубидий остается) возраст породы может уменьшиться лишь на 10—12 %.

Основным носителем рубидия и радиогенного стронция является калиевый полевой шпат, и именно его разрушение и превращение в глинистые минералы должно в наибольшей степени сказаться на результате определения возраста породы, который будет зависеть от соотношения потерь рубидия и радиогенного стронция. Однако калиевый полевой шпат — устойчивый минерал, уступающий по устойчивости лишь мусковиту и кварцу, и даже заметно выветрелые породы часто содержат мало измененный, слегка пелитизированный калиевый полевой шпат.

Таким образом, анализ поведения отдельных минералов при выветривании позволяет предполагать, что в рассматриваемых нами условиях искажение возраста вряд ли будет превышать 10—15 %. Результаты изучения природных объектов подтверждают это предположение. В работе Боттино и Фуллагара [8] показано, что увеличение отношения Rb/Sr на 70 % при выветривании гранита сопровождается уменьшением возраста только на 10 %. Дэш [10] исследовал долериты, базальты, граниты и метаморфические породы и нашел, что, хотя выветривание может значительно увеличить отношение Rb/Sr (до 10 раз), отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ остается практически неизменным. И лишь в сильно выветрелых породах, когда оказываются затронутыми и биотит, и калиевый полевой шпат, несмотря на то что линейная зависимость между $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr часто сохраняется, полученные значения возраста не имеют геологического смысла [9].

Обратимся к нашим результатам. Rb-Sr данные, полученные для свежих и выветрелых образцов, представлены в табл. 1, причем выветрелые образцы расположены в порядке увеличения степени изменения. Из рис. 1 видно, что характер распределения рубидия и стронция в исследованных группах пород достаточно сходен, что говорит в пользу сравнительно малых масштабов выноса и перераспределения этих элементов в гранитах в ходе их выветривания.

Таблица 1

Rb-Sr данные для гранитов рапакиви Салминского массива

Номер пробы	⁸⁷ Rb	⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	Возраст, млн. лет
	10 ⁻⁶ г/г				
Свежие породы					
C-8/4	48,58	11,12	0,8022	4,32	} 1566 ± 8
1535	58,30	10,11	0,8285	5,70	
C-8/3	60,51	7,95	0,8774	7,52	
1534	77,62	2,43	1,4017	31,61	
1533	56,66	7,52	0,8686	7,444	
20	49,83	7,98	0,8414	6,17	
Выветрелые породы					
22	47,99	9,96	0,8113	4,76	} 1411 ± 36
18	51,11	10,43	0,8113	4,84	
17	50,68	8,88	0,8247	5,64	
21	57,55	7,91	0,8575	7,20	
Минералы					
КПШ-20	94,22	12,19	0,8646	7,21	}
Пл-20	36,07	13,98	0,7659	2,55	
КПШ-18	86,12	15,24	0,8281	5,59	
Пл-18	21,91	18,65	0,7367	1,16	

Помимо определения рубидия и стронция был выполнен полный химический анализ свежих и подвергшихся выветриванию пород и рассмотрена относительная подвижность при выветривании основных элементов, входящих в состав пород. Результаты анализа приведены в табл. 2. Для оценки миграционной способности элементов мы воспользовались предложенным И. П. Адамчуком [4] приемом, в основе которого лежит представление об инертном компоненте — окисном железе. Коэффициенты устойчивости (КУ) отдельных элементов гранитов могут быть рассчитаны следующим образом. Концентрация Fe₂O₃ в выветрелых гранитах возросла по сравнению со свежими породами в 1,28 раза (3,31 : 2,58). Если бы все элементы остались на месте, их концентрация увеличилась бы тоже в 1,28 раза. Взяв отношение действительных концентраций эле-

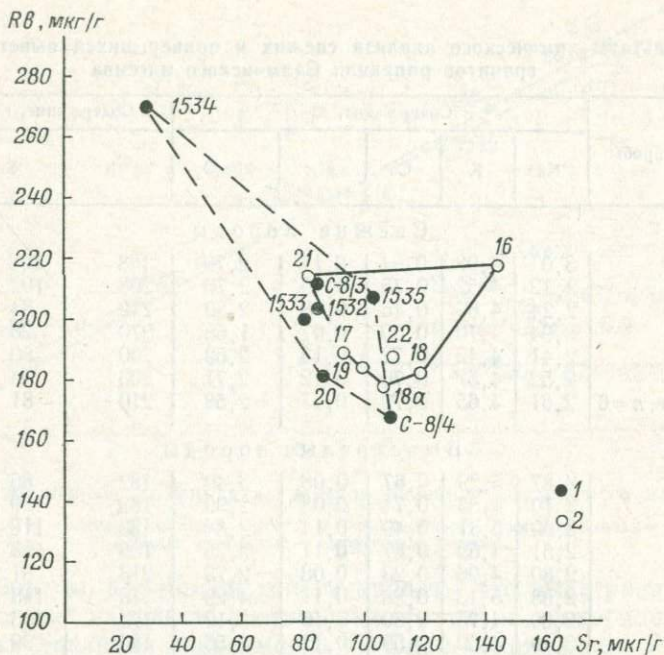


Рис. 1. Распределение рубидия и стронция в гранитах рапакиви Салминского массива.

1 — свежие породы; 2 — выветрелые породы.

ментов в подвергшихся выветриванию гранитах к расчетным (предпоследняя строка таблицы), получим их коэффициенты устойчивости. В нашем случае миграционный ряд будет иметь вид: $Ca > Rb > Mg > Na > K > Sr$, т. е. наиболее подвижным в ходе выветривания рассматриваемых пород следует считать кальций. Калий заметно уступает ему в миграционной способности (KU 0,68 для Ca и 0,83 для K). Такая картина находится в полном соответствии с данными о более легком выветривании кальциевых плагиоклазов по сравнению с калиевыми полевыми шпатами. Положение рубидия и стронция в этом ряду оказалось несколько неожиданным. Не вполне обычна потеря рубидия при сохранности стронция на фоне более высокой подвижности кальция по сравнению с калием. В результате мы наблюдаем более низкую величину отношения Rb/Sr для подвергшихся выветриванию пород по сравнению со свежими, что, судя по литературным данным [7], является довольно необычным. Объяснение, по-видимому, следует искать в изначальном отличии содержаний рубидия и стронция в породах, которые рассматривались нами как аналоги. Анализ минералов из неизмененного и выветрелого образцов гранита (обр. 20 и 18, табл. 1) свидетельствует в пользу этого предположения.

Результаты химического анализа свежих и подвергшихся выветриванию гранитов рапакиви Салминского массива

Номер пробы	Содержание, %					Содержание, г/г		Rb/Sr
	Na	K	Ca	Mg	$\Sigma\text{Fe}_2\text{O}_3$	Rb	Sr	
Свежие породы								
C-8/4	3,01	4,98	0,94	0,11	2,79	168	108	1,6
1535	2,42	4,52	0,75	0,15	2,70	208	102	2,0
C-8/3	2,24	4,67	0,45	0,08	2,89	212	84	2,5
1534	2,94	4,70	0,60	0,07	1,68	270	28	9,6
1533	2,41	4,46	0,72	0,13	2,69	200	80	2,5
1532	2,52	4,57	0,76	0,12	2,71	203	84	2,4
Среднее, n=6	2,61	4,65	0,70	0,11	2,58	210	81	3,4
Выветрелые породы								
20	2,87	5,29	0,67	0,08	3,49	182	86	2,12
22	3,10	4,83	0,74	0,08	2,99	188	109	1,72
18	3,09	5,31	0,49	0,14	2,84	183	118	1,55
17	2,51	4,69	0,67	0,11	3,35	189	93	2,03
21	2,80	4,96	0,23	0,08	2,75	213	81	2,63
16	2,38	5,13	0,88	0,11	4,29	218	143	1,52
18а	2,80	4,75	0,60	0,16	3,19	179	106	1,69
19	2,49	4,50	0,59	0,11	3,56	185	99	1,87
Среднее, n=8	2,73	4,93	0,61	0,11	3,31	192	105	1,89
Расчетные данные для выветрелых пород	3,34	5,95	0,90	0,14	—	253,7	103,7	4,35
KU	0,82	0,83	0,68	0,78	—	0,71	1,01	0,43

Примечание. Химический анализ выполнен на квантометре КРФ-11 в ЦХЛ ВСЕГЕИ.

Рассмотрим, как сказалось выветривание на возрасте гранитов рапакиви. Уравнение изохроны для свежих пород, рассчитанное по шести точкам (рис. 2), имеет вид $y = (0,02224 \pm \pm 0,00012)x + (0,7031 \pm 0,0021)$ и соответствует возрасту $1566 \pm \pm 8$ млн. лет при первичном отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031 \pm \pm 0,0021$. Полученная дата находится в хорошем согласии с U-Rb возрастом циркона, извлеченного из гранита рапакиви, и отражает действительное время формирования гранитов I фазы Салминского массива.

Если обратиться к Rb-Sr данным для выветрелых пород, то прежде всего обращает на себя внимание значительно большая, чем для неизмененных пород, дисперсия точек на изохронном графике относительно аппроксимирующей прямой (рис. 2), превышающая аналитическую погрешность. Наблюдаемую линейную зависимость поэтому следует рассматривать как эрохрону.

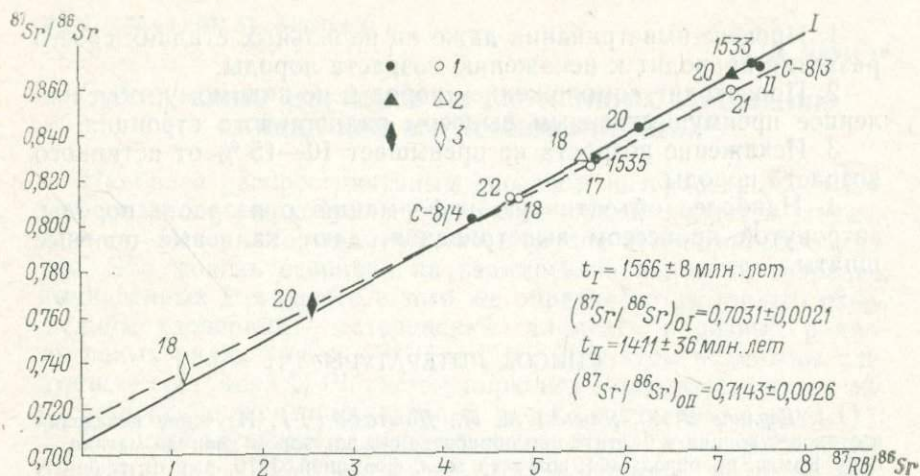


Рис. 2. Изохронный график для гранитов рапакиви Салминского массива. 1 — породы; 2 — калиевый полевой шпат; 3 — плагиоклаз. Залитые значки — свежие породы, незалитые — выветрелые породы.

Таким образом, мы можем констатировать, что выветривание в данном случае нарушило соответствие гранитов изохронной модели, хотя линейная зависимость в общем сохранилась. Расчет уравнения прямой дает $y = (0,02004 \pm 0,00052)x \pm (0,7143 \pm 0,0026)$ и отвечает дате 1411 ± 36 млн. лет, которая, по-видимому, не имеет геологического смысла, а свидетельствует о дифференциальной потере радиогенного и обычного стронция.

Анализ плагиоклаза и калиевого полевого шпата проб 20 и 18 позволил построить минеральные изохроны. Для пробы 20 цифра 1487 ± 17 млн. лет близка к значению 1462 ± 9 млн. лет, полученному для III фазы гранитов Салминского массива. Интерпретация этой даты будет дана в соответствующей работе.

Интересные, на наш взгляд, результаты получены по минералам пробы 18. В то время как пара порода в целом — плагиоклаз дает возраст 1426 млн. лет, т. е. близкий к возрасту выветрелых пород, калиевый полевой шпат пробы 18 «ложится» на изохрону для неизмененных пород. Расчет возраста по минеральной паре КПШ-20—КПШ-18 дает величину 1580 млн. лет, очень близкую к истинному возрасту гранитов рапакиви. Тем самым подтверждается вывод о наилучшей сохранности калиевого полевого шпата и, следовательно, Rb-Sr системы в нем при выветривании. Отсюда непосредственно вытекает рекомендация использовать в случае выветрелых пород для определения возраста калиевые полевые шпаты.

Таким образом, в результате изучения конкретного случая выветривания гранитов рапакиви мы приходим к следующим выводам:

1. Процесс выветривания даже на начальных стадиях своего развития приводит к искажению возраста породы.
2. Происходит «омоложение» породы, по-видимому, обусловленное преимущественным выносом радиогенного стронция.
3. Искажение возраста не превышает 10—15 % от истинного возраста породы.
4. Наиболее объективную информацию о возрасте породы, затронутой процессом выветривания, дают калиевые полевые шпаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герлинг Э. К., Яценко М. Л., Даштоян Г. Г. Изучение поведения изотопов стронция в биотите при обработке его раствором хлорида магния. — Бюл. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1970, вып. 9, с. 3—17.
2. Гордиенко Л. И. Эволюция вещественного состава протерозойских гранитоидов в Ладжской структурно-формационной зоне Южной Карелии. Автореф. канд. дис. Л., 1978. 28 с.
3. Изучение миграции рубидия и стронция и ее влияния на возраст/ Ш. А. Магомедов, А. А. Гусейнов, А. Батырмурзаев, Ч. М. Чупалаев. Тез. докл. XIX сес. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1975, с. 288—291.
4. К геохимии рубидия и цезия в осадочном процессе (на примере мезозойских отложений Таджикской депрессии)/И. П. Адамчук, Д. Н. Пачаджанов, Н. Д. Мельников, Ю. Я. Валиев. — Геохимия, 1977, № 2, с. 254—260.
5. Калп Дж. Сходимость и разногласия К-Аг и Rb-Sr методов определения возраста по слюдам. — В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., Наука, 1964, с. 552—566.
6. Крылов И. Н., Шулешко И. К. Поведение рубидия и стронция при процессах выветривания гранитов (на примере предъятулийской коры выветривания Карелии). — В кн.: Развитие и применение методов ядерной геохронологии. Л., Наука, 1976, с. 239—253.
7. Blaxland A. B. Geochemistry and geochronology of chemical weathering, Bulter Hill Granite, Missouri. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, vol. 38, № 6, p. 843—852.
8. Bottino M. L., Fullagar P. D. Effect of weathering on whole rock Rb-Sr ages of granitic rock. — Amer. J. Sci., 1968, vol. 266, p. 661—670.
9. Brass G. W. The effect of weathering on the distribution of strontium isotopes in weathering profiles. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39, № 12, p. 1647—1653.
10. Dasch E. J. Strontium isotopes in weathering profiles deep-sea sediments and sedimentary rocks. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, vol. 33, p. 1521—1552.
11. Dasch E. J., Green D. H. Strontium isotope geochemistry of lherzolites inclusions and host basaltic rocks. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 275, № 4, p. 461—469.
12. Fullagar P. D., Ragland P. C. Chemical weathering and Rb-Sr whole rocks ages. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, vol. 39, № 9, p. 1245—1253.
13. Gill J., Murthy R. Distribution of K, Rb, Sr and B in plagioclase from anorthosite Nain. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, vol. 34, № 3, p. 401—408.
14. Goldich S. S. A study in rock-weathering. — J. Geol., 1938, vol. 46, № 1, p. 17—58.

ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ПО ИЗОТОПНОМУ ОТНОШЕНИЮ СВИНЦА ПРИ ЕГО ТЕРМОИОНИЗАЦИИ

Наиболее распространенным способом интерпретации значений возраста цирконов в настоящее время является модель Аренса—Везерилла, применяемая к группе когенетичных образцов. Эта модель основана на взаимосвязи значений возраста, вычисленных для одного и того же образца по изотопным отношениям «дочерний — материнский элемент» в разных радиоактивных рядах урана — ^{238}U и ^{235}U . При этом возможны следующие состояния U-Pb систем цирконов и соответствующее им расположение экспериментальных точек на диаграмме (рис. 1)*:

1 — циркон кристаллизовался в момент t_0 , и за время существования его U-Pb система не была нарушена; значения возраста конкордантны:

$$t(206/238) = t(207/235) = t(207/206) = t_0.$$

2 — цирконы кристаллизовались в момент t_0 , но в момент t_1 потеряли часть накопившегося радиогенного свинца; значения возраста образуют дискордантный ряд вида

$$t(207/206) > t(207/235) > t(206/238), \quad t_1 < t < t_0.$$

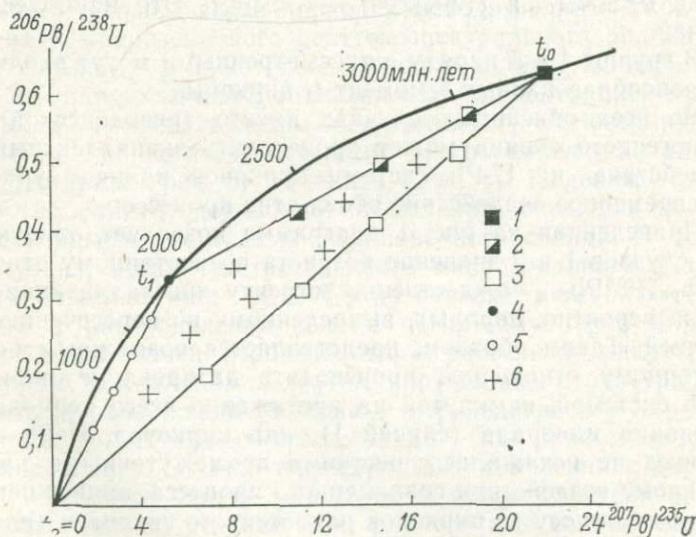


Рис. 1. Расположение экспериментальных точек различных групп цирконов на диаграмме Аренса — Везерилла.

* В этом примере ограничимся случаем кристаллизации породы в момент t_0 и двумя эпизодическими воздействиями — t_1 и t_2 .

3 — цирконы кристаллизовались в момент t_0 , эпизодическим событием t_1 их U-Pb система не была затронута, но современный процесс ($t_2=0$) привел к выносу из цирконов части накопившегося радиогенного свинца; по характеру дискордантности этот случай аналогичен предыдущему, однако если $t(207/235)$ и $t(206/238)$ могут принимать значения $0 < t < t_0$, то для всех цирконов этой группы $t(207/206) = t_0$.

4 — циркон кристаллизовался в момент t_0 , но эпизодическим событием t_1 весь накопившийся к этому времени радиогенный свинец был вынесен из циркона; в дальнейшем его U-Pb система не нарушилась; значения возраста конкордантны:

$$t(206/238) = t(207/235) = t(207/206) = t_1.$$

5 — цирконы кристаллизовались в момент t_0 , но в момент t_1 потеряли весь накопившийся к этому времени радиогенный свинец, а в момент $t_2=0$ — часть радиогенного свинца, накопившегося с t_1 до t_2 ; по характеру дискордантности этот случай аналогичен случаям 2 и 3, $t(206/238)$ и $t(207/235)$ могут принимать значения $0 < t < t_1$, а $t(207/206) = t_1$ для всех цирконов этой группы.

6 — цирконы кристаллизовались в момент t_0 , в моменты t_1 и t_2 потеряли часть накопившегося к этому времени радиогенного свинца; характер дискордантности аналогичен таковому для случаев 2, 3, 5, $t(206/238)$ и $t(207/235)$ могут принимать значения $0 < t < t_0$, а $t(207/206) = t_1 < t < t_0$. Это наиболее общий случай.

В группы 4 и 5 наряду с рассмотренными могут входить также новообразованные в момент t_1 цирконы.

Во всех описанных случаях вместо эпизодической потери радиогенного свинца может происходить эквивалентный ей по воздействию на U-Pb систему цирконов привнос урана или одновременное воздействие обоих этих процессов.

Приведенная на рис. 1 диаграмма позволяет отметить, что для случаев 1 и 3 значение возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ тождественно моменту кристаллизации циркона (и, вероятно, породы), вычисленному по пересечению с конкордией. Таким образом, представляется возможным по этому изотопному отношению производить датирование цирконов с U-Pb системой, замкнутой на протяжении всего периода существования минерала (случай 1), или цирконов, U-Pb система которых не искажалась никакими промежуточными процессами, кроме воздействия современного процесса, приведшего к частичному выносу из цирконов радиогенного свинца и (или) привносу урана (случай 3). Для групп 4 и 5 определенный таким способом возраст цирконов соответствует моменту последнего наиболее сильного метаморфического воздействия на породу, полностью обновившего их U-Pb систему. На диаграмме Аренса—Везерилла экспериментальные точки перечисленных групп

цирконов располагаются вдоль хорд, нижние точки пересечения которых с конкордией находятся вблизи начала координат. Возможность получения достоверных значений возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ для этих групп цирконов ограничивается лишь погрешностью изотопного анализа свинца и погрешностью, связанной с неопределенностью изотопного состава обыкновенного свинца, взятого для внесения поправки. Для минералов моложе 500 млн. лет относительная величина этих погрешностей довольно велика (особенно при измерении ^{207}Pb и вычислении $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}$), что приводит к большой неопределенности значений возраста, полученных для фанерозойских объектов по этому изотопному отношению. Для докембрийских образований влияние названных выше факторов значительно слабее [4].

Следует напомнить, что получение достоверных результатов U-Th-Pb методом возможно лишь при небольшом содержании обыкновенного свинца в минерале, и задача значительно осложняется при повышенной концентрации его. При содержании обыкновенного свинца, превышающем 30—50 % от его общего количества в цирконе, формальное вычисление возраста по различным изотопным отношениям может привести к значительно различающимся (часто абсурдным) значениям; полученные при этом изотопные отношения, как правило, не могут быть использованы при построении диаграммы Аренса—Везерилла. Изучение отдельных зерен цирконов методами оптической микроскопии и микрозондового рентгеноспектрального анализа позволяет выявить в некоторых случаях наличие минеральных микро- и макровключений с повышенной концентрацией свинца. На рис. 2—4 представлены сканограммы*, иллюстрирующие наличие в цирконовой матрице микровключений апатита (рис. 2), пирита (рис. 3), галенита (рис. 4). Подобные (а также другие свинецсодержащие) включения, очевидно, и являются основными носителями обыкновенного свинца. В остальных случаях, когда чувствительность микрозондового анализатора (в нашем случае — 0,03 %) не позволяет выявить гетерогенность в распределении свинца по объему зерна циркона, обыкновенный свинец, вероятнее всего, рассеян по микротрещинам, порам, капиллярам и другим нарушениям структуры. При химическом разложении циркона и переведении его в раствор происходит гомогенизация всего свинца — как радиогенного, так и обыкновенного. Во всех последующих химических и аналитических операциях свинец участвует в таком гомогенизированном (усредненном) составе, т. е. радиогенный свинец, несущий возрастную информацию, оказывается отягощенным обыкновен-

* Анализ выполнен совместно с В. В. Павшуковым на микроанализаторе MS-46 „Сатеса“.

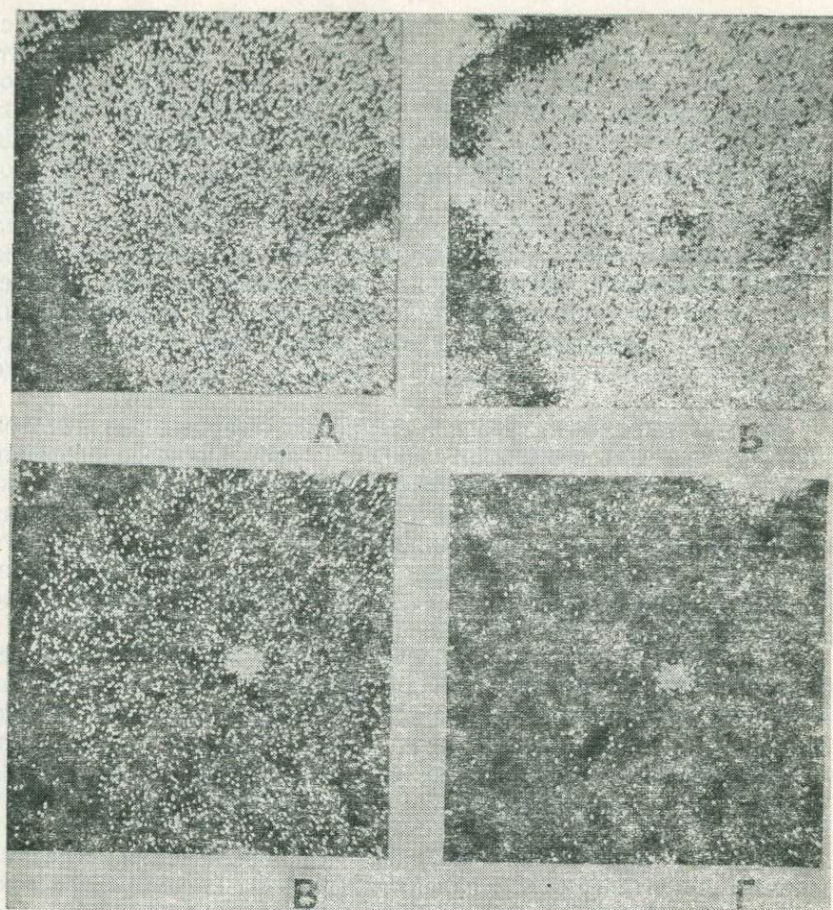


Рис. 2. Микровключения апатита $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3$ в цирконе ZrSiO_4 . 50×50 мкм.
Распределение элементов: А — Zr, Б — Si, В — Ca, Г — P.

ным свинцом, часто не несущим возрастной информации и приводящим к искажению U-Pb и Pb-Pb изотопных отношений.

Применяемая в последние годы предварительная обработка отобранных для исследования цирконов горячей азотной или последовательно соляной и азотной кислотами не всегда позволяет избавиться от обыкновенного свинца, поскольку при такой обработке остаются незатронутыми микровключения внутри зерен. Для облегчения доступа к ним выщелачивающих агентов производится истирание пробы и повторная обработка мелкоистертого материала. Однако и после такой обработки, как показывает опыт, в цирконах может оставаться значительное количество обыкновенного свинца (табл. 1). Одним из возможных объяснений может быть неполное вскрытие при истира-

нии всех микровключений, особенно когда они имеют ничтожно малые размеры. Нельзя полностью отрицать также возможность нахождения в цирконе обыкновенного свинца, более прочно связанного со структурой циркона. Таким образом, обыкновенный свинец из цирконов не всегда может быть удален предварительной обработкой и может служить причиной искажений U-Pb и Pb-Pb изотопных отношений.

Автором ранее [12] уже была показана возможность полного «выжигания» обыкновенного свинца из цирконов и изменения отношения $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ при проведении изотопного анализа непосредственно из микронавески циркона методом термоионной эмиссии (ТИЭ). Теоретической предпосылкой возможности получения при масс-спектрометрическом анализе методом ТИЭ отношения радиогенных изотопов $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ является структурно и энергетически различное положение обыкновенного и радиогенного свинца в цирконе: обыкновенный свинец из-за своих кристаллохимических параметров не может войти в кристаллическую решетку циркона и находится в легкоподвижной форме в трещинах, порах, капиллярах и других нарушениях кристаллической решетки циркона, в то время как большая часть радиогенного свинца находится в ее узлах и междоузлиях. При нагревании в масс-спектрометре ленточки-ионизатора с нанесенным на нее цирконом в первую очередь возгоняется обыкновенный свинец и та часть радиогенного, которая попала в нарушения структуры циркона в результате явлений отдачи и диффузии. При достаточно высокой температуре (1300—1400 °C) наблюдается ток чисто радиогенного свинца в виде Pb^+ . Отсутствие на этой стадии в масс-спектре обыкновенного свинца проверяли записью диапазона масс 203—205 электронным потенциометром КСП-4 с пределом шкалы 0,1 В при интенсивности ^{206}Pb примерно 20 В. На серийном масс-спектрометре МИ-1309 с электронным умножителем на выходе возможно измерение изотопного отношения радиогенного свинца $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ с погрешностью не хуже $\pm 3\%$ ($p=0,95$) при концентрации свинца в цирконах не менее 0,01 %. Указанная величина погрешности измерений изотопного отношения $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ приводит к неопределенности вычисленных по нему значений возраста, показанной в табл. 2. Величина этой неопределенности вполне приемлема при проведении большинства геохронологических исследований докембрийских образований ($t \geq 600$ млн. лет), но резко возрастает для фанерозойских. Данное обстоятельство наряду с закономерно меньшим содержанием радиогенного свинца в фанерозойских цирконах существенно ограничивает применение к ним разработанной методики изотопного анализа. Действительно, если минимально необходимая для успешного проведения опыта концентрация свинца в цирконе равна 0,01 %, то, исходя из значений возраста, вычисленного по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, и при-

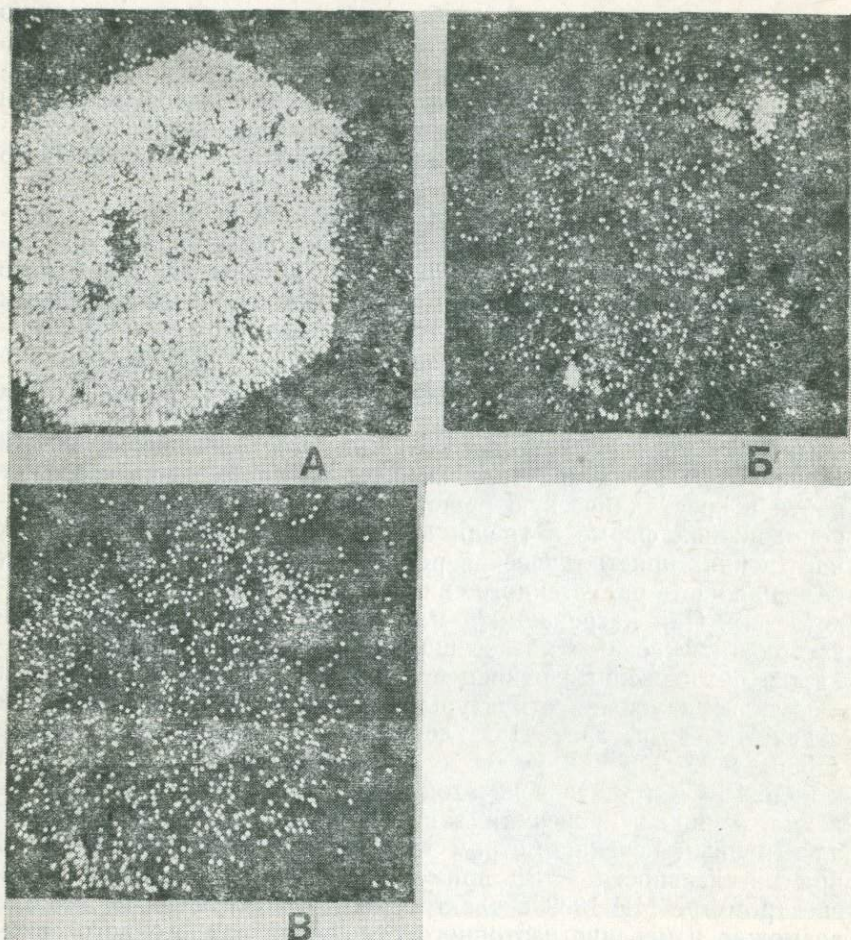


Рис. 3. Микровключения пирита FeS_2 в цирконе.
 Распределение элементов: А — Zr, Б — Fe, В — S.

нимая содержание ^{206}Pb равным 80 % от общего содержания свинца в цирконе, можно оценить минимально необходимые в цирконах разного возраста концентрации урана, обеспечивающие успешное проведение изотопного анализа методом ТИЭ (табл. 2).

Приведенные в табл. 2 оценки свидетельствуют о возможности успешного проведения изотопного анализа методом ТИЭ для фанерозойских цирконов лишь существенно богатых ураном, в то время как для докембрийских цирконов необходимая концентрация урана соответствует средней концентрации его в цирконах из пород кислого и среднего состава: $n \cdot 10^{-2} \%$.

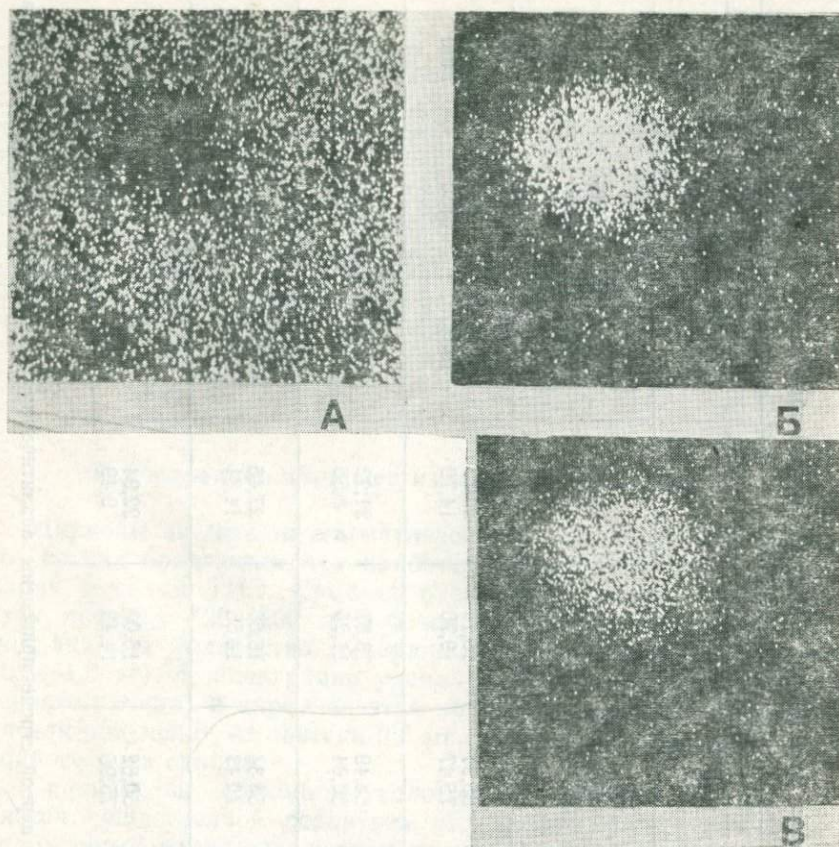


Рис. 4. Микровключения галенита PbS в цирконе.
 Распределение элементов: А — Zr, Б — Pb, В — S.

Возможность проведения анализа по разработанной методике для значительной части докембрийских цирконов позволила выполнить исследования по проверке применимости ее при датировании различных докембрийских геологических объектов и процессов. Для этой цели была подобрана специальная коллекция цирконов. Особое внимание обращалось на анализ образцов с большим содержанием обыкновенного свинца, для которых вероятность искажающего воздействия наибольшая. О достоверности установленных методом ТИЭ датировок можно судить путем сравнения их с результатами, полученными для тех же проб традиционным U-Th-Pb методом (с химическим разложением цирконов), а также другими радиологическими методами.

Изотопный состав и возраст цирконов до и после кислотной обработки [10]

Номер образца	Содержание, %		Изотопный состав Pb, %				Возраст, млн. лет		
	Pb	U	204	206	207	208	207/206	206/238	207/235
2	0,0314	0,0401	0,819	45,59	15,90	37,69	1675	1685	1680
	0,0143	0,0396	0,14	72,74	9,20	17,90	1650	1685	1665
5076	0,0095	0,0228	0,214	65,91	10,14	23,73	1830	975	1275
	0,0078	0,0350	0,046	75,47	9,70	14,79	1955	1150	1480
100	0,0246	0,0657	0,424	64,49	13,87	21,22	2100	1465	1740
	0,0181	0,0584	0,056	80,04	11,25	8,66	2150	1630	1875
1160	0,0144	0,0232	0,542	55,34	16,66	27,46	2700	1925	2325
	0,0093	0,0211	0,161	70,47	14,56	14,81	2680	2765	2735
1162	0,0473	0,0570	0,409	60,62	16,03	22,94	2710	2765	2735
	0,0207	0,0553	0,065	75,95	14,49	9,49	2695	1835	2270

Примечание. Для каждого образца в первой строке приведены аналитические данные необработанного циркона, во второй — после обработки 50 % HNO₃.

Неопределенность значений возраста, обусловленная 3 % погрешностью измерения

Возраст, млн. лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Пределы измерения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Неопределенность значений возраста, млн. лет	Концентрация U , % $\left(C_{\text{U}} = \frac{C_{\text{Pb}} \cdot 0,8}{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}} \right)$
200	0,0501	0,0486—0,0516	± 70 (35 %)	0,25
400	0,0547	0,0531—0,0563	± 66 (16,5 %)	0,125
600	0,0599	0,0581—0,0617	± 64 (10,7 %)	0,082
800	0,0658	0,0638—0,0678	± 62 (7,8 %)	0,061
1000	0,0725	0,0703—0,0747	± 60 (6 %)	0,048
2000	0,123	0,119—0,127	± 57 (2,8 %)	0,022
3000	0,223	0,216—0,230	± 50 (1,7 %)	0,013

Исследование цирконов из магматических пород

Цирконы из древних магматических пород среднего и кислого состава представляются наиболее «удобными» для исследования методом ТИЭ. Средняя распространенность циркона в этих породах (20—200 г/т) позволяет получать необходимое для анализа количество минерала из весьма небольших проб (0,5—1,0 кг). Концентрация урана (а соответственно и радиогенного свинца) в цирконах этих пород, как правило, достаточна для получения из навески 0,2 мг стабильного и интенсивного ионного тока свинца.

Сравнительно спокойная геологическая история региона является существенной гарантией отсутствия промежуточных и наложенных процессов, которые могли бы привести к нарушению замкнутости U-Pb системы цирконов. Искажающего влияния контактовых воздействий можно избежать, отбирая пробы из массива вдали от интрузивных контактов.

подавляющее большинство цирконов было отобрано, с учетом названных выше факторов, из магматических пород Балтийского щита — региона, геологически и геохронологически довольно хорошо изученного. Подробные сведения для всех образцов содержатся в указанных в табл. 3 литературных источниках. Здесь же следует отметить, что датирование взятых цирконов традиционным U-Pb методом выполнено на высоком экспериментальном уровне с применением изохронных построений.

При сопоставлении результатов можно отметить хорошее совпадение значений возраста, полученных методом ТИЭ, с результатами изохронного датирования. Для циркона пробы К-70 (единичное определение U-Pb методом) наблюдался необычный характер дискордантности, вероятнее всего из-за очень большого содержания (0,8 %) обыкновенного свинца. Методом осколковой радиографии в большинстве зерен этого циркона

Результаты датирования цирконов из магматических пород

Порода, место отбора	Номер пробы	Метод ТИЭ		Другие методы			Литературный источник
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Возраст, млн. лет	K-Ar	Rb-Sr	U-Pb изохронный	
				млн. лет			
Кварцевый порфир, прорывающий толщу доятулийских метадиабазов в Восточной Карелии	97а	$0,157 \pm 0,006$	2430 ± 60	1800	1800	2425 ± 45	[2]
	534-10-2	$0,159 \pm 0,007$	2440 ± 80			$t_M = 0$	
Порфиробластический гранодиорит Суоярвского района Юго-Западной Карелии	20116	$0,186 \pm 0,006$	2710 ± 60	2000	2190	2770 ± 50	[6]
						$t_M = 0$	
Гранодиорит района Колмозеро — Воронья, Кольский полуостров	7/72	$0,199 \pm 0,008$	2820 ± 60	1750 ± 150	2730 ± 30	2780 ± 20	[11]
Плагногранит, там же	24/72	$0,208 \pm 0,006$	2900 ± 50			2800 ± 20	
Бластомилонит по плагнограниту, там же	15/72	$0,198 \pm 0,003$	2810 ± 30			$t_M = 50 \pm 140$	
Щелочный гранит, район Ельозера, Кейвы, Кольский полуостров	K-70	$0,1264 \pm 0,0015$	2050 ± 20	—	—	2140	[11]
Гранодиорит Микашевичского выступа кристаллического фундамента юга БССР	0133	$0,112 \pm 0,003$	1935 ± 50	1400—1690	—	1840 ± 30	[1]
	081	$0,1116 \pm 0,0030$	1827 ± 50				
Гранит рапакиви, I фаза, Салминский массив, Северное Приладожье	1532-1(А)	$0,0967 \pm 0,0014$	1560 ± 30	1525	1550	1530 ± 140	[8]
	1532-1(Г)	$0,0949 \pm 0,0030$	1530 ± 60				
	1532-1(Б)	$0,0953 \pm 0,0026$	1535 ± 50				
Гранит рапакиви, II фаза, там же	C-341	$0,0960 \pm 0,0014$	1550 ± 25	1560	1466	$t_M = 0$	
Гранит рапакиви, III фаза, там же	2002	$0,0974 \pm 0,0015$	1575 ± 30	1530	1466		
Гранит Бердяшского плутона, Урал	БП	$0,0834 \pm 0,0035$	1280 ± 80	1340—1350	1340—1350	1350 ± 30	[3]
						$t_M = 0$	

обнаружены многочисленные микровключения с повышенной концентрацией урана (рис. 5). Зерна циркона и их обломки сильно трещиноватые, непрозрачные, темно-коричневого цвета. Поверхность маслянистая, сильно корродированная (?). Все эти признаки указывают на значительные изменения структуры циркона, что могло способствовать миграции свинца и урана и вызвать искажения изотопных отношений.

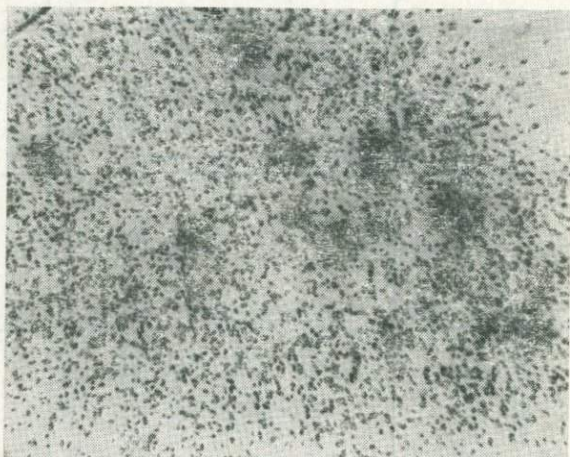


Рис. 5. Микровключения с повышенной концентрацией урана в цирконе пробы К-70. Осколкорадиография, $\times 200$.

Особо хотелось бы обратить внимание на цирконы пробы 1532-1, которые выделены из I (главной) фазы гранитов рапакими Салминского массива (Северное Приладожье) и разделены по крупности зерна и по магнитным свойствам. Они резко различаются по содержанию урана; при изучении их под микроскопом была выявлена прямая зависимость степени трещиноватости, замутненности зерен от содержания урана. Известно, что трещиноватая, нарушенная структура циркона в большей степени предрасположена к потерям радиогенного свинца под воздействием наложенных процессов.

В данном случае изучались три фракции зерен циркона, в различной степени трещиноватых. В ходе наложенного процесса они должны были потерять свинец пропорционально нарушенности своей структуры, т. е. пропорционально содержанию урана. Если наложенный процесс происходил в промежуточное между кристаллизацией и моментом исследования время, то обусловленные этими потерями искажения изотопных отношений привели бы к расположению экспериментальных точек на диаграмме Аренса—Везерилла, подобному расположению точек *a* на рис. 6, и значения возраста, вычисленные по изотоп-

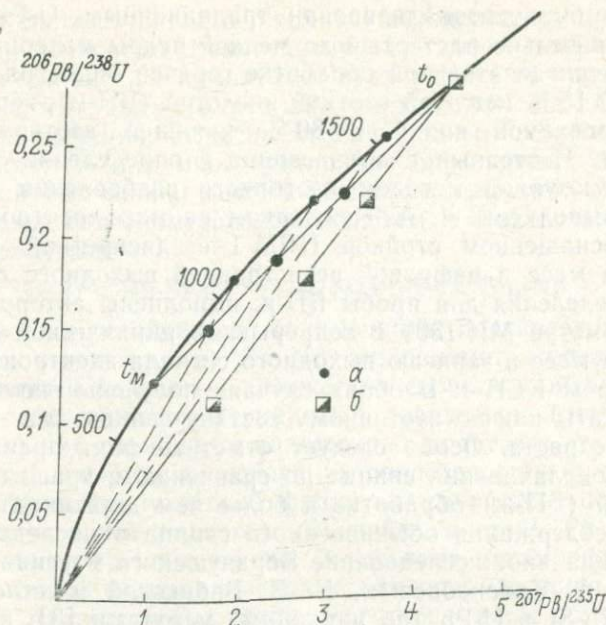


Рис. 6. Варианты возможного расположения экспериментальных точек циркон-пробы 1532-1 на диаграмме Аренса—Везерилла.

ному отношению $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$, должны были значительно различаться для таких разновидностей зерен. Совпадение этих значений свидетельствует об отсутствии нарушения замкнутости U-Pb систем исследованных разновидностей циркона при промежуточных наложенных процессах и является критерием надежности полученного значения возраста, так как в этом случае он тождествен возрасту, вычисляемому по верхнему пересечению хорды с конкордией на диаграмме Аренса—Везерилла для экспериментальных точек, расположенных подобно точкам б на рис. 6.

Результаты датирования всех трех фаз гранитов рапакиви K-Ag и Rb-Sr методами приведены в табл. 3. Совпадение этих датировок с результатами, полученными по цирконам методом ТИЭ, является еще одним свидетельством их достоверности.

Причины отклонения Rb-Sr датировок для II и III фаз обсуждаются в отдельной работе [8].

Циркон пробы БП выделен из крупнозернистого розово-серого гранита Бердяушского массива рапакиви на Южном Урале. Изотопный анализ свинца этого циркона, выполненный в январе 1979 г. методом ТИЭ без предварительной обработки, позволил рассчитать значение возраста по изотопному отношению $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ — 1280 ± 80 млн. лет. В дальнейшем этот

циркон был проанализирован традиционным U-Pb методом. Предварительно растертый до мелкой пудры материал подвергался последовательной обработке горячей бидистиллированной водой и 15 % кипящей азотной кислотой (БП-м), горячей бидистиллированной водой и 80 % кипящей азотной кислотой (БП-ж). Изотопный анализ свинца и определение содержания свинца и урана методом изотопного разбавления для пробы БП-м выполнены Л. А. Неймарком на масс-спектрометре МИ-1201, оснащенный стойкой ПРМ-1 с дискретной разверткой спектра масс и цифровой регистрацией выходного сигнала. Те же определения для пробы БП-ж выполнены автором на масс-спектрометре МИ-1309 с непрерывной циклической разверткой спектра масс и записью выходного сигнала электронным потенциометром КСП-4. В обоих случаях получены весьма близкие результаты как по изотопному составу свинца, так и по значениям возраста. Особо следует отметить факт преимущественного выщелачивания свинца по сравнению с ураном при более жесткой (БП-ж) обработке и более чем десятикратное уменьшение содержания обыкновенного свинца в последнем случае.

Специальное исследование Бердяушского массива, проведенное А. А. Краснобаевым, Е. В. Бибиковой и их соавторами K-Ar, Rb-Sr и U-Pb (по цирконам) методами [3], выявило согласующиеся значения возраста в пределах 1340—1350 млн. лет для всех пород массива.

Итак, для всех исследованных цирконов при изотопном анализе свинца методом ТИЭ получены отношения $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$, соответствующие значениям возраста, определенным традиционным U-Th-Pb методом. Поскольку для всех исследованных групп цирконов изохроны Аренса—Везерилла проходят вблизи начала координат, то этот результат не является неожиданностью и свидетельствует прежде всего о возможности полного «выжигания» обыкновенного свинца из цирконов даже при значительных его содержаниях. Приведенные в табл. 3 результаты датирования тех же пород K-Ar и Rb-Sr методами показывают большую устойчивость U-Pb системы цирконов в сравнении с другими геохронометрическими системами.

Исследование цирконов из метаморфических пород

Метаморфические породы по сравнению с магматическими являются значительно более сложными объектами для датирования радиологическими методами. О самом понятии «возраст метаморфической породы» единого мнения нет до сих пор. Действительно, поскольку геохронометрическая система фиксирует время последней гомогенизации изотопного состава входящих в нее элементов, то с ее помощью можно определить как время образования датируемого объекта, так и время более позднего преобразования, которое вновь привело к гомогенизации изото-

пов в этой системе. В связи с тем что интенсивность процессов, способных полностью гомогенизировать изотопные составы стронция и свинца и поставить на нуль разные геохронометры, различна, могут быть (и реально получаются) неодинаковые возрастные значения, вычисляемые по разным геохронометрическим системам для многократно преобразованных пород. В настоящее время можно считать общепринятым следующий ряд устойчивости геохронометрических систем к воздействию наложенных процессов:

$$K-Ar < Rb-Sr \leq U-Pb \leq (?) Pb-Pb < Sm-Nd.$$

Наибольшая устойчивость (наименьшая подверженность искажающим воздействиям) Sm-Nd геохронометрической системы объясняется близостью химических свойств этой пары элементов и соответственно одинаковым поведением (отсутствием разделения) при возможных наложенных процессах.

Результаты многих исследований свидетельствуют, что циркон в условиях гранулитовой фации метаморфизма полностью теряет накопленный радиогенный свинец и его U-Pb система начинает отсчет времени заново. В условиях метаморфизма ниже гранулитовой фации происходит, как правило, лишь частичная потеря радиогенного свинца, и циркон, таким образом, сохраняет «память» о своей дометаморфической истории.

Сравнительно высокая физико-химическая устойчивость циркона при высоких параметрах метаморфизма способствует сохранению в нем «изотопной памяти» даже при многократном повторении наложенных процессов. Весьма наглядно это можно показать на диаграмме Аренса—Везерилла для случая однократного (рис. 7, 1) и двукратного (рис. 7, 2) нарушения замкнутости U-Pb системы циркона под воздействием процессов в t_m и $t=0^*$. Для циркона с возрастом t_0 частичная потеря радиогенного свинца (привнос урана) под воздействием процесса в t_m приводит к перемещению экспериментальной точки на хорде $t_0 t_m$. Значения возраста, вычисляемые по различным изотопным отношениям, определяются положением соответствующих проекций этой точки на конкордию. Нетрудно заметить, что для любого положения точки на хорде справедливо неравенство

$$t_0 > t(207/206) > t(207/235) > t(206/238) > t_m.$$

Наиболее близким к истинному будет $t(207/206)$. Степень искажения зависит от доли потерянного радиогенного свинца. Если в последующем в ходе современного процесса ($t=0$) вновь произойдет подобное нарушение U-Pb системы данного циркона, то это не приведет к искажению изотопного состава свинца и соответственно $t(207/206)$, а лишь исказит U-Pb изотопные соотношения.

* Для простоты иллюстрации ограничимся этим примером, достаточно часто наблюдающимся на практике.

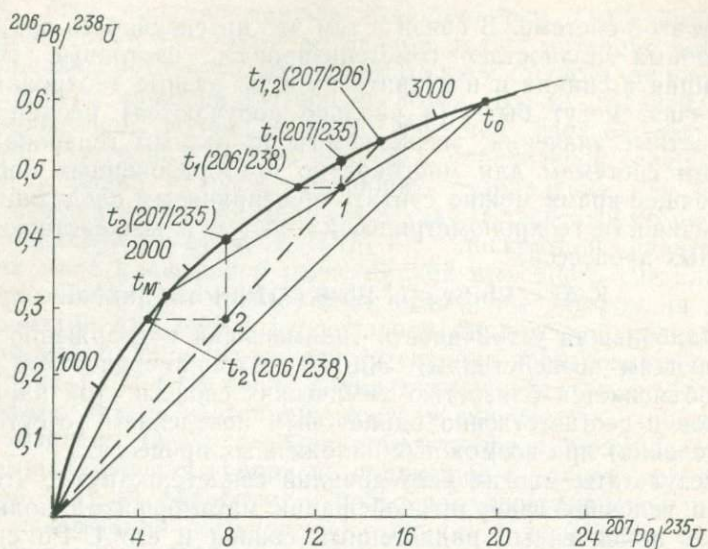


Рис. 7. Изменение расположения экспериментальной точки циркона на диаграмме Арена — Везерилла при однократном (1) и двукратном (2) нарушении замкнутости U-Pb системы.

Таким образом, отношение $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ цирконов является изотопной возрастной меткой, наиболее устойчивой к воздействию искажающих наложенных процессов. Возможность экспрессного измерения указанного изотопного отношения методом ТИЭ с использованием микроколичества минерала позволяет применять его для предварительного геохронометрического зондирования многократно метаморфизованных объектов, выделяемых на основании геологических и петролого-минералогических исследований как докембрийские, но для которых по другим, менее устойчивым геохронометрическим системам получают заведомо «омоложенные» значения возраста.

Примером предварительного геохронологического опробования многократно метаморфизованных пород является датирование циркона из гнейсов Камчатского массива [7]. Большинство имеющихся в настоящее время K-Ag датировок пород и минералов Камчатского массива заключены в интервале 49—85 млн. лет. Отдельные определения 152—154 млн. лет, полученные K-Ag методом по гнейсам колпаковского комплекса, и единственное определение 487 млн. лет, полученное Rb-Sr методом по плагиогранит-порфирам, прорывающим кислые метавулканы стеновой серии (данные Л. Л. Германа, 1974), могут служить лишь основанием для предположений о более древнем, чем мезозойский, возрасте метаморфических пород Камчатского массива. При детальном геолого-петрологических исследованиях Камчатского массива среди мигматитов и гранито-гнейсов были

выявлены реликтовые тела мезократовых биотитовых гнейсов, для которых методом ТИЭ впервые по циркону был установлен докембрийский возраст — 1300 млн. лет. Уточнение этого значения будет произведено при дальнейших детальных исследованиях. К-Аг датировки породообразующих минералов (биотита и плагиоклаза) тех же проб, из которых был выделен циркон, дали значения 41—74 млн. лет и, вероятнее всего, отражают время протекания последнего наложенного процесса.

В качестве другого примера можно привести работу по изотопному датированию раннедокембрийских пород Станового хребта, для которых К-Аг методом разными исследователями были получены значения возраста в пределах 130—150 млн. лет. Изотопный анализ свинца методом ТИЭ из микронавески циркона дал значение возраста 2600 млн. лет, что стимулировало проведение дальнейших детальных исследований этих пород и цирконов из них U-Pb методом [9].

При исследовании цирконов из метаморфических пород Забайкалья, определяемых Б. Я. Хоревой как раннедокембрийские, получены следующие результаты.

Циркон пробы 31746 из гранито-гнейсов, размещающихся среди пород могочинской серии, образовался, вероятнее всего, в процессе наложенной гранитизации в результате полной переработки первичного циркона. Наблюдаемая для него дискордантность значений возраста характерна для случая эпизодической потери свинца. Pb-Pb изохрона по породе в целом, построенная для указанных гранито-гнейсов А. Д. Искандеровой и Л. А. Неймарком, дает значение 2000 ± 180 млн. лет, которое интерпретируется как время гранитизации пород могочинской серии. Значение, полученное методом ТИЭ, близко к этому — 1930 ± 50 млн. лет.

Из двуслюдяных гнейсов удыхинской свиты в восточной части Становой области Алдано-Станового щита была отобрана проба 17 циркона. Дискордантность значений возраста характерна для случая эпизодического привноса урана, что подтверждается результатами микрозондового анализа (выполнен В. В. Павшуковым): в некоторых зернах в краевых частях, преимущественно в микротрещинах, отмечаются повышенные концентрации урана.

Имеющееся в нашем распоряжении количество минерала позволило провести измерения, необходимые для построения «внутренней» изохроны, что дало значения 1930 ± 30 и 110 ± 50 млн. лет. Методом ТИЭ получены значения 1920 ± 50 млн. лет (по пробе в целом) и 1870 ± 70 млн. лет (по фракции, содержащей максимальное количество обыкновенного свинца).

Последние два примера наглядно иллюстрируют возможность датирования методом ТИЭ по цирконам наиболее сильно проявленных процессов, полностью перестроивших их U-Pb систему.

Применение двух разновидностей свинцового метода (традиционного U-Th-Pb и метода ТИЭ для цирконов) при геохронологическом изучении метаморфизованных пегматитов и вмещающих пород беломорского комплекса позволило провести это исследование в сравнительно сжатые сроки и полнее использовать имевшийся материал (единицы миллиграммов циркона).

Подавляющее большинство исследователей связывают процессы пегматитообразования в Северо-Западном Беломорье с эпохой регионального метаморфизма, охватившего породы беломорского комплекса 1800—1900 млн. лет назад. Однако по геологическим данным здесь были выделены три разновозрастные группы гранитных пегматитов [5]. Древнейшими (I возрастная группа) считаются метаморфизованные пегматиты, присутствующие в различных частях разреза беломорской серии, практически во всех ее свитах. Ко II группе отнесены мусковитовые промышленные жилы и основная масса плагиомикроклиновых керамических пегматитов. К III группе принадлежат пегматиты редкометалльно-мусковитовой формации. Имевшиеся до настоящего времени определения возраста U-Th-Pb методом в основном относятся ко II возрастной группе пегматитов (1800 млн. лет) и наиболее полно представлены в работе Н. И. Ступниковой, С. И. Зыкова и К. К. Жирова. Для гранитов в районе д. Поньгома и связанных с ними пегматитов И. М. Гороховым с соавторами Rb-Sr методом по двум изохронам вычислены значения возраста 2400 и 2700 млн. лет. K-Ar метод для всех возрастных групп пегматитов и вмещающих пород, как правило, дает значения возраста в интервале 1550—2000 млн. лет.

Места отбора проб для настоящего исследования и краткая характеристика пород приведены в табл. 4. Предварительное датирование всех цирконов производили методом ТИЭ из микронавесок 0,2 мг. Ортиты и большие навески цирконов (более 300 мг) исследовались также традиционным U-Th-Pb методом: с химическим разложением минералов и выделением из них урана, тория и свинца. Содержание свинца и урана определяли методом изотопного разбавления с погрешностью не хуже $\pm 2\%$, а содержание тория — колориметрически с погрешностью $\pm 10\%$. Результаты представлены в табл. 5, а также использованы для построения изохроны по модели Аренса—Везерилла (рис. 8), позволившей определить $t = 2580 \pm 70$ млн. лет и $t_m = 30 \pm 100$ млн. лет ($p = 0,95$). Для большинства образцов получены дискордантные значения возраста, однако прохожденные изохроны вблизи начала координат позволяет заключить, что наложенный процесс, приведший к искажению значений возраста, вычисленных по Pb-U отношениям, происходил в довольно недавнее время и не привел к искажению изотопного отношения $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$. Дополнительным подтверждением этого является совпадение (в пределах аналитических погрешно-

Датирование цирконов из пород беломорского комплекса методом ТИЭ

Номер пробы, минерал	Краткая характеристика породы, место отбора пробы	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Возраст, млн. лет
76097, циркон	Метаморфизованное пегматитовое тело из пород керетской свиты, район д. Кереть	0,07 0,09	$0,187 \pm 0,002$ $0,182 \pm 0,002$	2680 ± 30 2670 ± 30
76268, ортит	Метаморфизованный плагиоклазовый пегматит из биотит-гранат-амфиболовых гнейсов керетской свиты; КАССР, Лохский район, 1042-й км дороги Ленинград — Мурманск			2530
78959, циркон	Амфибол-биотитовый гнейс керетской свиты; там же	0,03	$0,195 \pm 0,007$	2790 ± 80
76003, циркон	Метаморфизованный микроклин-плагиоклазовый пегматит из биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов хетоламбинской свиты; КАССР, район станции Чупа	0,01	$0,183 \pm 0,001$	2680 ± 30
77238-1, циркон	Рассланцованный гранодиорит, секущий амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы хетоламбинской свиты; карьер жилы № 2 месторождения Котозеро	0,054	$0,187 \pm 0,004$	2720 ± 50
76005, циркон	Эпидот-биотит-амфиболовый гнейс хетоламбинской свиты; КАССР, район жилы № 141 месторождения Хетоламбино	0,03 0,025 0,03 0,034	$0,185 \pm 0,004$ $0,185 \pm 0,004$ $0,185 \pm 0,002$ $0,188 \pm 0,005$	2690 ± 40 2690 ± 40 2690 ± 30 2720 ± 50
76270, циркон	Метаморфизованный микроклин-плагиоклазовый пегматит из гранат-кианит-биотитового гнейса чупинской свиты; КАССР, 1046-й км дороги Ленинград — Мурманск	0,02 0,02 0,015	$0,177 \pm 0,004$ $0,175 \pm 0,003$ $0,173 \pm 0,005$	2630 ± 50 2610 ± 40 2590 ± 50

стей) значений возраста, полученных традиционным методом по изохроне Везерилла и методом ТИЭ.

Породообразующие минералы некоторых проб были проработаны К-Аг методом *, который дал «омоложенные» значения как для пегматита (проба 76097: биотит — 1820 млн. лет,

* Определения выполнены О. И. Авдеевой и Л. В. Яковлевой.

Результаты исследования акцессорных минералов из пород

Номер пробы	Содержание, мкг/г			Изотопный	
	U	Th	Pb	204	206
76097	425	He опр.	228	0,039	78,725
76003	3386	»	789	0,024	66,902
76005	1055	122	467	0,023	81,641
76270)	5844	133	232	0,002	80,546
76268	26,8	10 600	1139	0,0097	0,955

Примечания. 1. Разложение минералов по методике Кроу [13], вы
 2. Поправку на обыкновенный свинец вносили по изотопным отношениям
 3. При расчете значения возраста использовались константы: $\lambda_{238} =$
 $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

микроклин — 1475 млн. лет), так и для вмещающей его метаморфической породы (амфибол — 1826 млн. лет).

Таким образом, выполненные геохронометрические определения подтверждают наличие в породах беломорского комплекса древних пегматитов, акцессорные минералы которых имеют возраст не моложе 2600 млн. лет. Это значение либо соответствует времени образования пегматитов и датирует один из этапов наиболее древнего метаморфизма в этом регионе, либо датирует наиболее интенсивный метаморфизм самих пегматитов, при котором была полностью обновлена U-Pb система акцессорных минералов, а породообразующие минералы подвергались грануляции. В последнем случае образование пегматитов должно быть связано с еще более древним, чем 2600 млн. лет, циклом метаморфизма. К сожалению, возраст этого метаморфизма надежно установить не удастся. Имеющиеся отдельные определения для основных пород 3300 млн. лет по пироксену нуждаются в подтверждении U-Pb методом, хотя найти соответствующие минералы, сохранившие неискаженные изотопные отношения, будет трудно. Определенными достоинствами при проведении подобных работ обладает метод непосредственного измерения изотопного отношения радиогенного свинца цирконов при его термоионизации. В настоящее время подбирается материал и делаются первые попытки датирования по реликтовым зернам цирконов из вмещающих пород.

Общие выводы

1. Для ряда докембрийских магматических пород показана возможность датирования по измеряемому методом ТИЭ изотопному отношению $^{207}\text{Pb}_{\text{рад}}/^{206}\text{Pb}_{\text{рад}}$ цирконов с закрытой U-Pb системой или системой, претерпевшей близкий к современному

беломорского комплекса традиционным U-Th-Pb методом

состав Pb, %		Возраст, млн. лет			
207	208	206/238	207/235	207/206	208/232
14,466	6,770	2565	2590	2630	—
11,787	21,287	1070	1680	2570	—
15,107	3,229	2255	2455	2690	2040
13,222	6,230	236	610	2500	2160
0,283	98,752	2220	2370	2530	2280

деление U, Th и Pb и измерение содержания Th выполнены С. Л. Миркиной.
 $\lambda_{238} = 1,5513 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $\lambda_{235} = 9,8455 \cdot 10^{-10}$ год $^{-1}$, $\lambda_{232} = 4,9475 \cdot 10^{-11}$ год $^{-1}$,

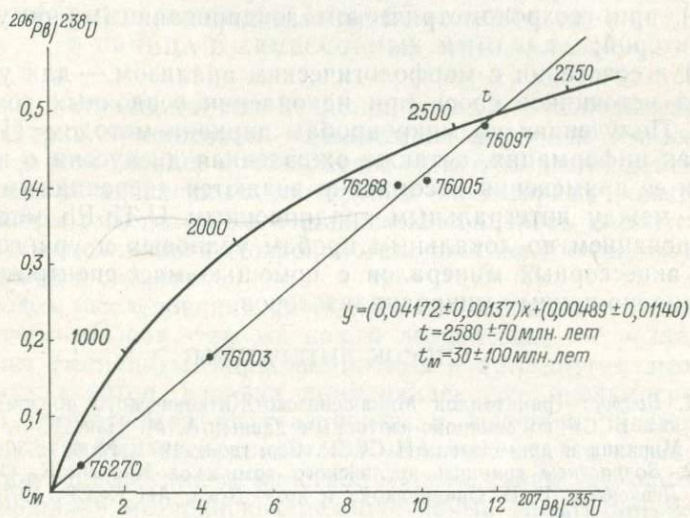


Рис. 8. Изохрона Аренса — Везерилла для аксессуарных минералов из пород беломорского комплекса.

вынос радиогенного свинца или привнос урана. Критерием достоверности полученного значения возраста может являться совпадение его с показаниями другого геохронометра (К-Аг или Rb-Sr), а также с результатами исследования другой разновидности когенетического циркона, отличающегося лучшей сохранностью структуры.

2. Для полиметаморфических пород полученные по циркону таким методом результаты могут как соответствовать времени последнего наиболее сильного метаморфического воздействия,

так и приближаться ко времени образования пород. Объективно рассматривая полученные к настоящему времени методом ТИЭ для метаморфических пород результаты, следует оценить их в большинстве как рекогносцировочные. Нельзя не отметить, однако, высокую устойчивость U-Pb системы цирконов к воздействию наложенных процессов.

3. В силу экспрессности и малого расхода материала разработанный метод может найти (и уже нашел) применение в тех случаях, когда оказывается невозможным использование традиционного U-Th-Pb метода, в частности:

а) при датировании по микропробам цирконов, выделенных из ограниченного количества породы (например, пробы из труднодоступных районов, из скважин и другие случаи дефицита материала);

б) при датировании разных генераций циркона, выделенных из одной пробы (в случае метаморфических пород это могут быть, например, реликтовые и новообразованные зерна);

в) при геохронометрическом зондировании малоизученных территорий;

г) в сочетании с морфологическим анализом — для установления источников сноса при накоплении осадочных толщ.

4. Полученная по микропробам циркона методом ТИЭ изотопная информация, а также оживленная дискуссия о возможности ее применения несомненно являются «перекидным мостиком» между интегральным традиционным U-Th-Pb методом и датированием по локальным пробам урановых и урансодержащих акцессорных минералов с помощью масс-спектрометрических ионно-ионных микроанализаторов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Возраст* гранитоидов Микашевичско-Житковичского подземного выступа юга БССР по свинцово-изотопным данным/А. М. Пап, Г. А. Мурина, С. Л. Миркина и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 6, с. 36—41.
2. *Возрастные границы* ятулийского комплекса Карелии/К. О. Кратц, О. А. Левченко, Г. В. Овчинникова и др. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1191—1195.
3. *Геохронология* Бердяшского массива/А. А. Краснобаев, Е. В. Бибилова, А. И. Степанов и др. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Тез. докл. Уфа, 1979, с. 7—8.
4. *Жиров К. К., Шестаков Г. И., Иванов И. Б.* К вопросу об интерпретации цифр возраста по свинцовому методу. — Геохимия, 1961, № 1, с. 49—55.
5. *Закономерности* размещения слюдоносных пегматитов Северо-Западного Беломорья/А. С. Никаноров, Ю. Е. Рыцк, В. С. Смирнова и др. Л., 1971. 67 с.
6. *Изучение* миграции свинца и урана в цирконах методом дифференциального растворения/А. Ф. Макеев, О. А. Левченко, Г. В. Овчинникова и др. — Радиохимия, 1978, т. 20, № 3, с. 439—445.
7. *Кузьмин В. К., Чухонин А. П.* О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 932—935.
8. *О возрасте* Салминского массива гранитов рапакиви и связанного с ним оруденения/Ю. П. Шергина, А. М. Ларин, А. П. Чухонин и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 12, с. 64—76.

9. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта (по данным U-Pb метода)/Л. А. Неймарк, А. Д. Искандерова, А. П. Чухонин и др. — Геохимия, 1981, № 9, с. 1386—1396.

10. Природа дискордантных значений изотопного возраста цирконов Украинского щита/Н. П. Щербак, Г. Д. Елисеева, Е. Н. Бартицкий и др. — В кн.: Изотопные методы измерения возраста в геологии. М., Наука, 1979, с. 39—47.

11. Пушкарев Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1978. 162 с.

12. Чухонин А. П. Масс-спектрометрическое изучение форм нахождения свинца в цирконах. — Геохимия, 1978, № 4, с. 599—602.

13. Krogh T. E. A low-contamination method for decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, vol. 37, p. 485—493.

УДК 550.42 : 546 : 549

С. Л. Миркина

ПРИМЕНЕНИЕ КИСЛОТНОЙ ОБРАБОТКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ПОДВИЖНОСТИ УРАНА, ТОРИЯ И СВИНЦА В АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛАХ

Целью настоящего исследования явилась экспериментальная проверка возможности удаления из цирконов примесного обыкновенного свинца и объяснение причины дискордантности возрастов, установленных для группы акцессорных минералов по различным изотопным отношениям. Эти вопросы остаются актуальными в свинцовой геохронологии, хотя им посвящено большое количество работ.

Методом исследования была избрана кислотная обработка минералов, которая, так же как и воздействие на различные минералы (монациты, цирконы, ортиты и др.) других выщелачивающих агентов, издавна применялась для оценки сравнительной подвижности радиоактивных и дочерних элементов. Многочисленными экспериментами установлено, что вследствие различного положения в кристаллической структуре акцессорных минералов материнских радиоактивных элементов они образуют устойчивые либо подвижные формы и последние легко удаляются при обработке минералов выщелачивающими растворами. При этом элемент, являющийся гегемоном в кристаллической решетке минерала, оказывается наименее подвижным. Так, из ториевых минералов преимущественно выщелачиваются уран и, следовательно, радиогенный урановый свинец [2, 3, 6, 12 и др.], а из урановых — торий и ториевый свинец [7]. Показано также, что обработкой циркона азотной [11] и плавиковой [4, 9] кислотами можно удалить с поверхности и из микротрещин кристаллов подвижные, образованные позднее в результате воздействия вторичных процессов формы, измененные (метамиктные) участки минерала, примесный обыкновенный свинец. Такая обработка не нарушает сохранности кристалли-

ческой решетки минералов, а также свинец-урановой и свинец-ториевой систем в них, о чем свидетельствует конкордантность получаемых возрастных датировок.

В последнее время при анализе цирконов многие исследователи производят предварительную промывку кислотой кристаллов минерала. В нашей работе такая процедура представляется особенно необходимой, так как зачастую приходится анализировать цирконы фанерозойского возраста, содержащие большое количество обыкновенного свинца, что, по-видимому, является следствием сложной геологической истории пород, из которых они выделены. В связи с этим представилось интересным проверить степень удаления обыкновенного свинца из образцов некоторых цирконов, имевшихся в нашем распоряжении. Кристаллы циркона промывали кипячением в течение 1 ч в 15 % бидистиллированной азотной кислоте и выдерживали под слоем кислоты в течение ночи. Такая обработка, как это видно из табл. 1, для обр. 2018 позволила освободиться от основной массы (около 70 %) обыкновенного свинца и практически устранить возрастную дискордантность, полученную для минерала, не обработанного кислотой. Изотопные составы свинца выщелата и калиевого полевого шпата, выделенного из той же пробы, близки между собой, что также свидетельствует об удалении из минерала обыкновенного свинца. Аналогично ведет себя и обр. 3945 циркона. Анализ этого образца до кислотной промывки минерала не был выполнен, но, по данным минералогического анализа, кристаллы циркона содержали включения отдельных зерен пирита и, следовательно, можно предполагать, что содержание обыкновенного свинца в нем было велико. Обнаруженная для этого минерала возрастная дискордантность (табл. 1) характерна для привноса урана, что вполне вероятно, так как проба циркона отобрана в районе редкометального рудопроявления.

На этом образце циркона была также проверена целесообразность дополнительной кислотной промывки* истертого в пудру образца минерала. Как видно из табл. 1, она позволила удалить еще около 25 % обыкновенного свинца, однако эта процедура не отразилась на возрастных датах. Изучение методом ИК-спектроскопии** образцов циркона, не обработанного кислотой и обработанного в зернах и в пудре, показало, что отношение полос поглощения, ответственных за симметричные валентные колебания SiO, во всех образцах сохраняется, что свидетельствует об отсутствии нарушений в кристаллической структуре циркона после обработки кислотой. Это подтверждает общепринятую точку зрения, что обыкновенный свинец не входит в кристаллическую решетку циркона.

* Промывка производилась 15 % азотной кислотой в тех же условиях, что и обработка зерен минерала.

** Анализы методом ИК-спектроскопии выполнены Н. Б. Решетняк.

Результаты кислотной обработки цирконов

Номер пробы	Анализируемый материал	Изотопный состав Pb, %				Возраст, млн. лет			
		204	206	207	208	207/206	206/238	207/235	208/232
2018	Зерна, не обработанные кислотой	1,343	26,181	20,952	51,524	1300	337	630	317
	Зерна, обработанные кислотой	0,427	64,249	9,438	25,886	215	310	299	320
	Кислотный выщелат	1,380	24,793	21,283	52,544	—	—	—	—
		1,0	17,966	15,422	38,075	—	—	—	—
	Калиевый полевой шпат	1,383	25,315	21,428	51,874	—	—	—	—
	1,0	18,30	15,49	37,50	—	—	—	—	
3945	Зерна, обработанные кислотой	0,605	56,387	11,550	31,488	243	171	175	257
	Пудра, обработанная кислотой	0,096	76,702	5,298	17,904	248	167	165	236
	Кислотный выщелат из пудры	1,366	25,444	20,879	52,311	—	—	—	—
		1	18,627	15,285	38,295	—	—	—	—
1641a	Пудра, обработанная 15 % кислотой	1,152	33,586	18,570	47,680	—	205	112	364
	Пудра, обработанная кислотой 1 : 1	1,150	35,018	18,193	45,659	—	132	41	341
	Кислотный выщелат второй обработки	1,346	24,991	21,060	52,653	—	—	—	—
		1	18,530	15,646	39,118	—	—	—	—

Примечание. Изотопный анализ свинца выполнен А. П. Чухониним.

Метод обработки циркона	Содержание, %			Изотопный	
	U	Th	Pb	204	206
Не промыт *	0,095	0,070	0,032	0,17±0,04	69,57
Промыт холодной 0,25 н. HNO ₃	0,0959**	He опр.	0,0236**	0,091	74,442
Промыт горячей 15 % HNO ₃	0,0795**	.	0,0168**	0,007	78,153

Обыкновенный свинец: 15,50 : 15,54 : 35,08.

* Анализ выполнен в конце 60-х годов. Содержания U, Th, Pb опреде

** Определено методом изотопного разбавления.

Совершенно иная картина наблюдается для обр. 1641а циркона. Истертый в пудру, он был обработан кислотой в тех же условиях, что и предыдущие образцы, а затем дополнительно в более жестких условиях — кипячением в азотной кислоте концентрации 1 : 1. Вместе с тем изотопный состав его практически не изменился и сохранилась дискордантность возрастов, вычисленных по различным изотопным отношениям. Причиной такого поведения обыкновенного свинца, вероятно, является более устойчивое его положение в структуре минерала. Аналогичный случай сохранения в цирконе обыкновенного свинца, несмотря на обработку его азотной кислотой, описан в работе А. Ф. Макеева [4] для метамиктного циркона. Внутри кристаллов циркона методом локального рентгеноспектрального микроанализа обнаружены микровключения пирита с повышенным содержанием нерадиогенного свинца. По мнению автора, эти включения могли образоваться во время воздействия вторичных геохимических процессов. Нахождение свинца внутри кристаллов затрудняет его удаление при кислотной обработке. Для нашего образца циркона (обр. 1641а), по-видимому, имеет место подобная ситуация. Породы, из которых выделен образец, находились в структурно ослабленной зоне в пределах Монголо-Охотского глубинного разлома и претерпели воздействие очень интенсивного гидротермального процесса с образованием турмалина и выделением газовой составляющей.

Тем же методом кислотной обработки было изучено состояние уран-свинцовой системы в цирконе, выделенном из гранитов рапакиви Бердяушского массива. В табл. 2 приведены результаты анализа этого образца циркона, не обработанного предварительно азотной кислотой и обработанного в мягких и

гранитов Бердяушского плутона

состав Pb, %		Возраст, млн. лет			
207	208	207/206	206/238	207/235	208/232
9,07 7,727	21,19 17,240	1550±160 1350±15	1500±150 1225±60	1515±150 1260±60	1525±160 —
6,738	15,102	1315±15	1130±50	1190±50	—

лены колориметрически.

жестких условиях. Очевидно, что при промывке в жестких условиях (горячей азотной кислотой) из минерала практически удаляется обыкновенный свинец, а также около 17 % урана. Кроме того, полученные для промытых цирконов значения возраста отличаются дискордантностью, характерной для потери минералом радиогенного свинца. О потере радиогенного свинца свидетельствуют данные изотопного анализа: отношение изотопов 206/208 в выщелате оказалось в 1,5 раза выше, чем в обыкновенном свинце. Такое поведение урана и радиогенного свинца в цирконе типично для метамиктных минералов. Степень метамиктности для данного образца по результатам исследования методом ИК-спектроскопии составляет около 50 %. В этом случае наиболее близким к истинному следует считать возраст циркона, полученный по обработанной кислотой фракции, из которой частично удалена метамиктная фаза, и именно по отношению изотопов свинца, наименее погрешному при таких обстоятельствах. Возраст циркона составляет 1315—1350 млн. лет, что согласуется с результатами, полученными для гранитов рапакиви Бердяушского массива тремя радиологическими методами [1], и с геологическим представлением об их раннерифейском возрасте. Конкордантность значений возраста, вычисленных для не промытых в кислоте кристаллов циркона, является, по-видимому, ложной. Приведенный пример свидетельствует о том, что к интерпретации возрастных данных, получаемых по отдельным образцам метамиктных цирконов, следует подходить с осторожностью, так как их конкордантность может не быть признаком достоверности возраста.

Метод кислотной обработки минералов был использован нами для выявления причины возрастной дискордантности, об-

Результаты кислотной обработки акцессорных

Номер образца	Минерал	Содержание U		
		в минерале, %	в растворе, 10^{-6} г	выщелачивание, %
989а	Сфен	0,017	19,4	11,4
	Апатит	0,0035	15,1	43,1
	Циркон	0,0235	16,9	7,2
949	Сфен	0,0308	14,2	4,6
	Апатит	0,00397	17,8	44,5
946	Сфен	0,0284	18,4	6,48
	Апатит	0,00397	26,8	67,0
2018	Циркон	0,069	27,4	3,9
3945	Циркон	0,1106	20,4	1,8

наруженной для группы акцессорных минералов из гнейсо-гранитов малханского комплекса. Возраст этой группы когенетичных минералов, вычисленный изохронным методом, оказался равным 438 млн. лет по свинец-ториевой изохроне и 300—320 млн. лет по трем другим изохронам — свинец-урановой, свинец-актиноурановой и изохроне с конкордией [5]. Несовпадение уран-свинцового и торий-свинцового возрастов мы объяснили различной формой нахождения урана и тория в изученных минералах и меньшей устойчивостью уран-свинцовой системы к воздействию наложенного высокотемпературного метаморфизма, имевшего место около 300 млн. лет назад. Для проверки справедливости такого объяснения были проведены следующие опыты: 1 г истертого в пудру сфена и апатита обрабатывали 10 мл 2 н. соляной кислоты — сфен при нагревании в течение 10—15 мин и выдерживании в кислоте в течение суток, апатит — без нагревания. Навеску циркона нагревали в течение 1 ч с азотной кислотой 1 : 1 с последующим выдерживанием в кислоте в течение суток. Из растворов, отфильтрованных от порошка, хроматографическим методом выделяли свинец, уран и торий и определяли их содержание колориметрическим методом с погрешностью около 5 %. Проведенный анализ показывает для всех исследованных минералов большую подвижность урана, чем тория, что видно при сопоставлении степени выщелачивания этих элементов в табл. 3. Высокие содержания в выщелатах апатита всех анализируемых элементов могут свиде-

минералов малханского комплекса

Содержание Th			Содержание Pb			Содержание обыкновенного Pb, %
в минерале, %	в растворе, 10^{-6} г	выщелачивание, %	в минерале, %	в растворе, 10^{-6} г	выщелачивание, %	
0,018	1,9	1,04	0,00336	7,98	23,7	55
0,00076	1,9	25,0	0,00117	11,4	97,4	75
0,0137	<0,5	0	0,0027	7,1	26,3	44
0,0142	5,5	3,8	0,00474	7,98	16,8	64
0,0016	5,0	31,2	0,0016	11,4	71,2	78
0,0178	6,5	3,6	0,0026	11,4	43,8	37
0,00118	6,6	55,9	0,0013	11,4	87,7	76
0,040	2,6	0,6	0,155	Не опр.	Не опр.	89
0,044	2,0	0,45	0,0031	Не опр.	Не опр.	7

тельствовать, вероятно, о частичном растворении минерала в условиях проведенного эксперимента. Тем не менее и для него наблюдается более высокое содержание урана по сравнению с торием в выщелатах, что говорит о менее прочной связи урана со структурой апатита.

Для обр. 989а циркона из малханского комплекса, как и для обр. 2018 и 3945 из других геологических образований, также обнаружена большая подвижность урана, чем тория. Это, возможно, объясняется метамиктностью циркона и распределением урана преимущественно в межкристаллическом пространстве в форме, легко удаляемой при воздействии наложенного процесса. Такие случаи описаны в литературе [4].

Свинец, как и следовало ожидать, занимает менее устойчивое положение в структуре минералов по сравнению с его материнскими элементами. Однако в данном случае большая выщелачиваемость его определяется, по-видимому, также большой примесью обыкновенного свинца в этих минералах (табл. 3), который, как известно, занимает значительно менее устойчивое положение, чем радиогенный. К сожалению, низкое содержание свинца в выщелатах не позволило выполнить его изотопный анализ для окончательного суждения о сравнительной подвижности изотопов свинца в минералах гнейсо-гранитов малханского комплекса. Вместе с тем менее устойчивое положение урана должно способствовать и более интенсивному уходу из минералов уранового свинца. Некоторыми исследователями

также было замечено более легкое извлечение изотопа с массой 206 по сравнению с другими радиогенными изотопами для сфенов и цирконов [8, 10].

Таким образом, проведенные нами опыты подтверждают правильность интерпретации возрастной дискордантности, обнаруженной для минералов гнейсо-гранитов малханского комплекса: дата 438 млн. лет характеризует время образования минералов, а 300—320 млн. лет — время наложенного высокотемпературного метаморфизма, приведшего к потере уранового свинца акцессорными минералами.

Настоящее исследование позволяет сделать следующие выводы:

1. Обработка кристаллов цирконов кипячением в течение 1 ч с 15 % азотной кислотой, как правило, позволяет удалить около 70 % обыкновенного свинца и в некоторых случаях получить конкордантные возрастные датировки по всем изотопным отношениям.

2. Дополнительная кислотная обработка истертого в пудру минерала на примере изученных нами образцов не представляется целесообразной для возрастного датирования, хотя и позволяет практически избавиться от присутствия в минерале обыкновенного свинца.

3. Могут иметь место случаи, когда кислотная обработка не позволяет удалить из цирконов обыкновенный свинец даже при кипячении истертого в пудру минерала с азотной кислотой 1:1. Такие минералы непригодны для определения возраста.

4. Конкордантность значений возраста, полученных по разным изотопным отношениям для единичного образца частично метамиктного циркона, не может являться безусловным критерием достоверности возрастных данных.

5. В условиях интенсивного высокотемпературного метаморфизма сфены, апатиты и даже цирконы из гнейсо-гранитов палеозойского возраста могут полностью терять накопившийся в них радиогенный урановый свинец, при этом свинец-ториевая система этих минералов остается практически закрытой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геохронология Бердяушского массива*/А. А. Краснобаев, Е. В. Бибилова, А. И. Степанов и др. — В кн.: *Изотопная геохронология декабря*. Тез. докл. Уфа, 1979, с. 7—8.

2. *Значение выщелачивания различных радиоэлементов при определении возраста свинцовым методом*/И. Е. Старик, Ф. Е. Старик, А. Н. Елизарова и др. — В кн.: *Труды V сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций*. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 221—224.

3. *Комлев Л. В., Иванова К. С., Савоненков В. Г.* О дифференциальной подвижности изотопов свинца и характере примесного свинца в монацитах. — *Геохимия*, 1964, № 12, с. 1228—1239.

4. *Макеев А. Ф.* Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. Л., Наука, 1981. 65 с.

5. Миркина С. Л., Чухонин А. П., Козубова Л. А. Время формирования и последующего преобразования малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода. — В кн.: Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М., Наука, 1980, с. 51—58.

6. О миграции свинца в монаците и настуране/Е. С. Бурксер, Г. Д. Елисеева, В. Р. Лечехлеб, Н. П. Щербак. — Бюл. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, 1962, вып. 5, с. 48—53.

7. Старик И. Е. Ядерная геохронология. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 596 с.

8. Burger A. Y., Knorring O. von, Clifford T. N. Mineralogical and radiometric studies of monazite and sphene occurrences in the Namib Desert, South-West Africa. — *Miner. Mag.*, 1965, vol. 35, p. 519.

9. Krogh T. E. Differential dissolution of altered and metamict zircon. — *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1975, vol. 56, № 6, p. 314.

10. Oosthuyzen E. J., Burger A. Y. Radiometric dating of intrusives associated with the Waterberg System, South Africa. — *Geol. Surv. Ann.*, 1965, vol. 3, pt. 2, p. 87.

11. Silver L. T., Deutsch S. Uranium-lead isotopic variations in zircons. A case of study. — *J. Geol. Chicago*, 1963, vol. 71, № 6, p. 721—758.

12. Tilton G. R., Nicolaysen L. O. Heterogeneous distribution of uranium, thorium and lead in monazite crystals (abstract). — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, vol. 66, p. 1627.

УДК 552.082 : 543.5 : 546

А. Д. Искандерова, Л. А. Неймарк

ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА В ПОРОДАХ МЕТОДОМ ТРЕКОВ ИНДУЦИРОВАННОГО ДЕЛЕНИЯ

Для уран-свинцовой геохронологии большой интерес представляет исследование характера распределения урана в изучаемом объекте. В настоящее время наряду с макрорадиографией и α -микрорадиографией, основанной на регистрации следов α -частиц в ядерной эмульсии, широко применяется осколкордиография [3]. Последний метод основан на эффекте возникновения треков при прохождении тяжелых заряженных частиц через различные среды. Оказалось, что спонтанное деление урана в природных силикатах приводит к образованию тонких узких треков длиной 10 мкм [7].

В природных минералах уран является единственным элементом с существенным проявлением спонтанного деления. По плотности треков в природных кристаллах минералов и пород можно судить о характере распределения урана, а также приблизительно оценить концентрацию урана в них. Кроме того, на основании изучения треков спонтанного и индуцированного деления урана был разработан так называемый метод треков для определения возраста минералов [6]. Однако чаще этот метод применяется для изучения характера распределения урана в геологических объектах.

Если минерал или порода подвергнуть облучению нейтронами, деление ^{235}U приведет к образованию новой популяции

треков, изучая распределение которых, можно судить о формах нахождения урана, о приуроченности его к тому или иному минералу.

Концентрация урана определяется по формуле

$$C = \frac{4\rho_i m}{n\sigma IdR},$$

где C — концентрация урана;
 ρ_i — плотность треков;
 m — вес атома ^{235}U ;
 n — доза нейтронов;
 σ — сечение захвата ^{235}U ;
 I — доля ^{235}U ;
 d — удельный вес породы;
 R — длина трека.

Методика исследований достаточно полно изложена в работах И. Г. Берзиной и др. [4], А. Н. Комарова [2] и заключается в следующем: шлифованные пластинки минералов или горных пород вводятся в контакт с детектором — слюдой или лавсаном и облучаются потоком тепловых нейтронов в ядерном реакторе. После облучения детектор протравливается для выявления треков осколков деления, а из пластинок образца изготавливаются петрографические шлифы. Затем шлифы и радиографии совместно изучаются под микроскопом. Описанная методика была применена нами для изучения распределения урана в карбонатных породах и железистых кварцитах.

Карбонатные породы

В карбонатных породах всегда присутствует уран в микросколичествах. Предполагается, что он захватывается карбонатом при выпадении из воды в осадок, будучи, по-видимому, адсорбированным органическим веществом, или находится в рассеянном состоянии, заполняя дефектные места в кристаллической решетке карбоната.

По сравнению с известняками распространенность урана в мраморах несколько меньше [1]. Это обусловлено, вероятно, частичной потерей урана при метаморфизме. Уомплер и Калп [5] отмечали также и возможность вхождения урана в мрамор как во время метаморфизма, так и в настоящее время из грунтовой воды. Они приводили результаты эксперимента по анализу внешней и внутренней частей кристалла кальцита. Отношение урана к свинцу во внешней части почти в два раза выше, чем во внутренней. В то же время концентрация свинца в них в пределах экспериментальных ошибок одинакова. Авторы также не исключают возможности загрязнения мрамора свинцом из грунтовых вод.

С целью изучения характера распределения урана в карбонатных породах разного генезиса был применен метод треков индуцированного деления урана. Радиографический анализ образцов выполнен А. Н. Комаровым (Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР).

Определяемый интервал концентрации урана при облучении интегральным потоком $3 \cdot 10^{-15}$ нейтрон/см² составлял 10^{-9} — 10^{-3} г/г. Было проведено качественное и полуколичественное изучение ряда карбонатных пород. В качестве эталона при полуколичественных измерениях использовалась порошковая проба карбоната с известным содержанием урана. Точность измерений оценивается в $\pm 15\%$. Проведенное качественное изучение трех карбонатных неметаморфизованных пород Южного Урала, Русской платформы и Анабарского щита показало следующую характерную картину: на фоне разрозненных и относительно равномерно распределенных треков спорадически встречаются отдельные их сгущения, однако общая концентрация в них урана не превышает плотности равномерно рассеянных треков. Урансодержащие микровключения недиагностируемы. Более крупные скопления треков, иногда наблюдаемые в известняках, приурочены к выделениям желтоватобурого цвета среди зерен карбонатов. Можно предположить, что такие образования являются гидроокислами железа, в некоторых случаях, возможно, с примесью глинистого материала (рис. 1). Поскольку исследованные породы были мелкозернистыми, то трудно точно определить, где находится уран: в самих зернах карбоната или в межзерновых промежутках. Однако в обр. 812 доломита плотность треков в крупнозернистых участках значительно ниже по сравнению с мелкозернистыми. Можно предположить, что при диагенезе осадков захваченный уран вытесняется за границы зерен, так как уран кристаллохимически не входит в решетку карбонатов. Этот процесс, вероятно, особенно усиливается при метаморфизме осадков, когда могут иметь место благоприятные условия даже для миграции урана из породы.

Для девяти образцов мраморов Алданского щита были получены полуколичественные данные о соотношении рассеянной и локально сконцентрированной форм урана. Результаты приведены в табл. 1.

Установлено, что преобладающее количество урана (78—98 % от валового) сконцентрировано во вторичных и акцессорных минералах и лишь небольшая его часть равномерно рассеяна по мраморам. Из акцессорных минералов чаще всего фиксировался апатит, минимальное содержание урана в котором 0,002 %, а максимальное — 0,021 % (обр. 1378). Апатит образует округлые или изометричные зерна размером сотые или десятые доли миллиметра. Уран распределен, как правило, равномерно (рис. 2), хотя отмечены случаи, когда зерно апати-

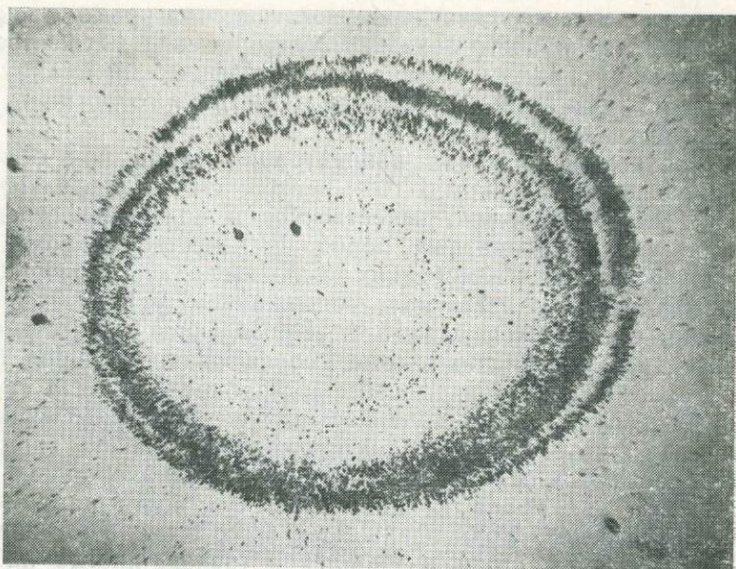


Рис. 1. Распределение урана в оолитовом известняке (обр. 44).

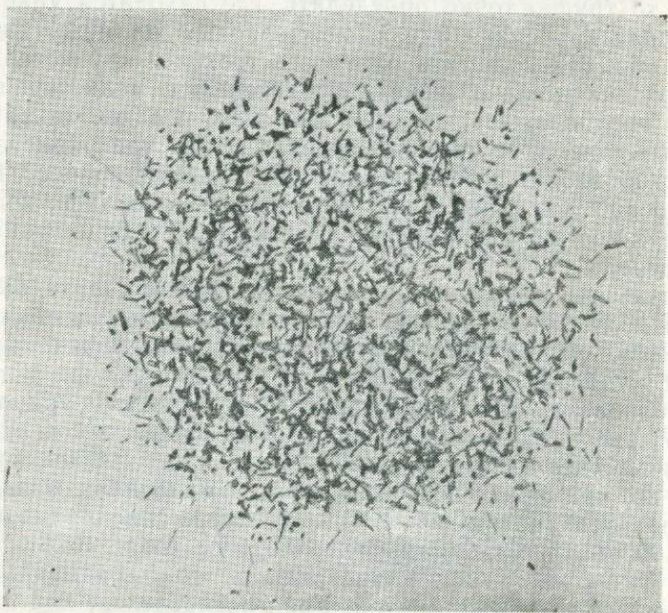


Рис. 2. Апатит в мраморе (обр. 1772).

Результаты распределения урана в мраморах Алданского щита, полученные методом треков

Номер образца	Местонахождение основного количества урана (перечисление в порядке значимости)	Валовое содержание урана (хим. анализ), 10^{-3} г/г	Содержание рассеянного урана (метод треков)	
			10^{-6} г/г	% от валового
1772	Апатит, вторичные минералы, микроакцессории	0,23	0,04	9
1773а	Вторичные минералы, апатит, микроакцессории	0,49	0,02	4
1773б ₁	Вторичные минералы, реже микроакцессории	1,10	0,02	3
1773б ₂	То же	1,10	0,02	2
1777	Апатит	0,042	0,01	24
49а	Минералы, обогащенные ураном, не найдены (на 6 см^2)	0,05	0,004	8
1760	Микроакцессории, вторичные минералы	2,7	—	—
1163	То же	0,08	0,006	6
1378	Апатит, реже вторичные минералы или микроакцессории	—	0,02	—

та на радиографии пересекается зоной с повышенным содержанием урана и, кроме того, содержит точечные включения более радиоактивных минералов.

Микровключения акцессорных урансодержащих минералов диагностировать не удалось. Содержание урана в них, как правило, выше 0,05 %. Такие микровключения обнаружены в основном в обр. 1760, где они представлены непрозрачными минералами с оторочкой вторичных агрегатных минералов (рис. 3). Значительная часть урана во многих образцах приурочена к вторичным минералам, образующим агрегатные скопления бледно-желтого цвета (это, вероятно, серпентин и гидрослюда). Вторичные минералы развиваются по вкрапленникам форстерита, частично или полностью замещая зерна этого минерала, и по трещинам (рис. 4) и межзерновым промежуткам в карбонате. Особенно распространены эти минералы в обр. 1773.

Содержание урана во вторичных минералах иногда довольно постоянно в пределах шлифа, иногда сильно меняется даже в пределах замещенного форстеритового зерна (рис. 5). Максимальное содержание урана в этих минералах 0,02 %, минимальное — 10^{-5} %. Интересно, что неизменный форстерит отличается низким содержанием урана. Более крупные компактные скопления вторичных минералов содержат больше урана на пе-

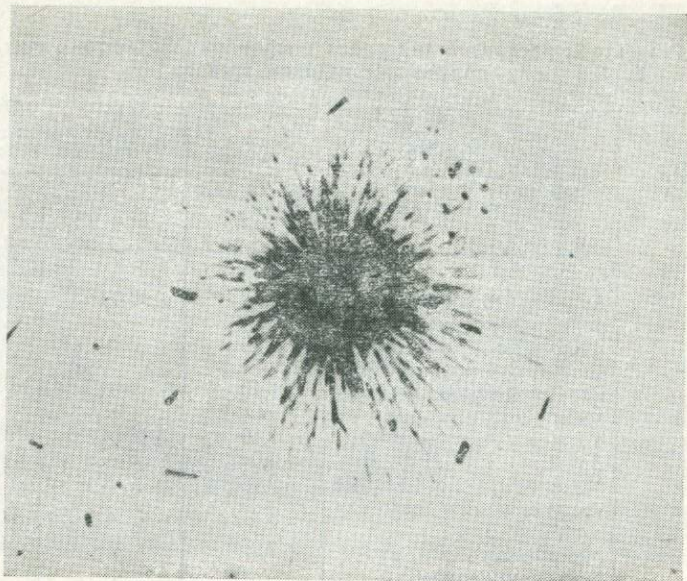


Рис. 3. Микровключения урансодержащего минерала, окруженного вторичными минералами, в мраморе (обр. 1760).

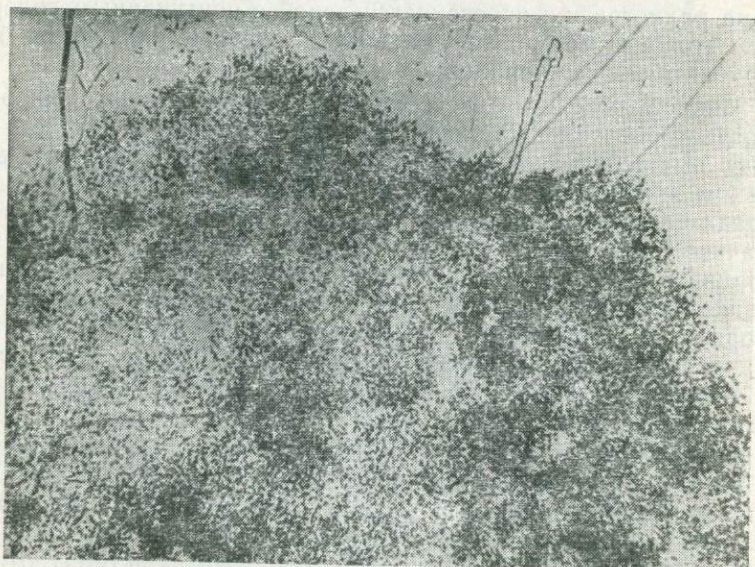


Рис. 4. Вторичные минералы с ураном, заместившие зерно форстерита (обр. 1773б₂).

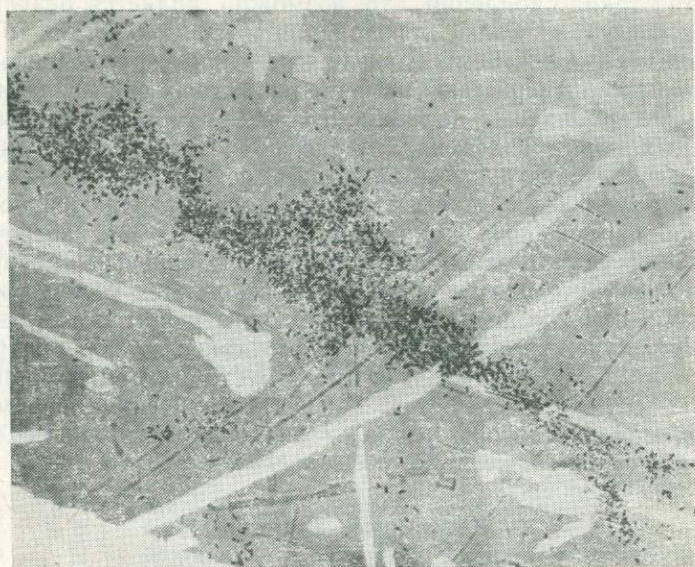


Рис. 5. Вторичные минералы с ураном по трещинам в мраморе (обр. 17736₁).

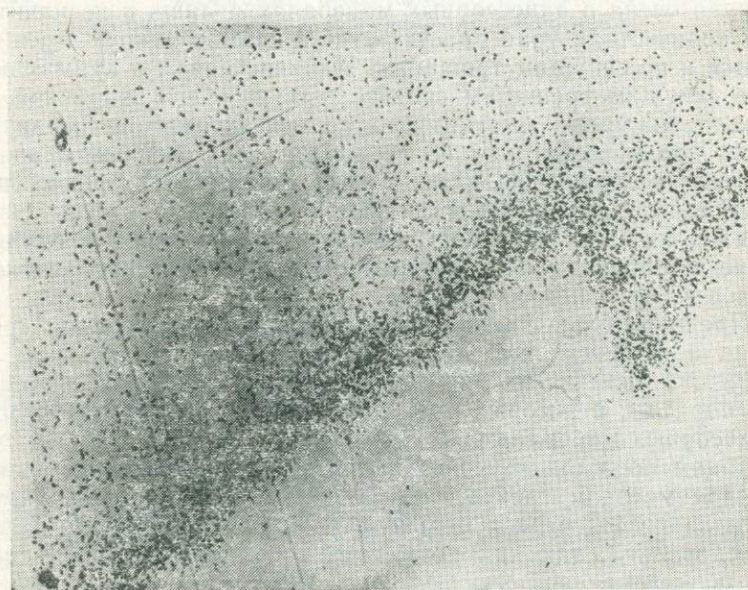


Рис. 6. Характер распределения урана на периферии скопления вторичных минералов (обр. 17736₂).

риферии таких скоплений, что, возможно, является результатом внедрения урана после образования этих минералов (рис. 6).

Таким образом, немногочисленные данные радиографического анализа подтверждают наличие различных форм нахождения урана в карбонатных породах. Для неметаморфизованных карбонатных пород более характерно равномерное распределение урана, свидетельствующее о его сингенетичном происхождении. Метаморфизованные карбонатные породы отличаются большим разнообразием форм нахождения урана. В них встречаются скопления урана, часто приуроченные к краевым, периферийным зонам, трещинам и прожилкам вторичных минералов, развитых по измененному форстериту. Это говорит о том, что при метаморфизме, вероятно, происходит какое-то перераспределение урана в карбонатах, т. е. имеет место миграция урана. Насколько далеко она идет и каковы генетические взаимоотношения отдельных форм урана — вопрос дальнейших исследований.

Железистые кварциты *

Образцы железистых кварцитов были отобраны в Забайкалье с целью датирования по ним возраста борсалинской серии. Методом треков предварительно был изучен характер распределения урана в 14 образцах железистых кварцитов. Радиографический анализ показал, что основная часть урана в них сосредоточена в акцессорных минералах и лишь в незначительных количествах уран присутствует в каймах вокруг зерен магнетита и по секущим трещинам. Наличие урана в каймах зерен и по секущим трещинам свидетельствует о его вторичной природе, т. е. могло иметь место перераспределение первичного урана под воздействием более поздних наложенных процессов или он был привнесен извне в ходе гипергенных процессов.

В табл. 2 приводятся данные о характере распределения урана в каждом образце. Количественной оценки содержания урана в образцах не производилось. Характер распределения треков в обр. 1 показан на рис. 7.

Предварительное изучение характера распределения треков урана в образцах железистых кварцитов позволило нам отобрать для анализа на определение возраста наименее измененные образцы, в которых уран сосредоточен главным образом в акцессорных минералах.

Таким образом, изучение характера распределения урана в породах методом треков, помимо самостоятельного геохимического значения, играет большую роль при геохронологических исследованиях, так как позволяет, во-первых, выбрать наибо-

* Радиографический анализ образцов выполнен во ВСЕГЕИ Э. М. Пинским.

Характер распределения урана в железистых кварцитах борсалинской серии

Номер образца	Характер распределения урана
1	Сосредоточен в основном в акцессорных минералах (апатите и сфене), незначительная часть присутствует в каймах вокруг зерен магнетита
3	Присутствует как в акцессорных минералах, так и в каймах вокруг зерен магнетита
4	Находится в основном в трещинах
5	Основная часть находится в каймах вокруг зерен магнетита и лишь незначительная — в акцессорных минералах
6	Основная часть находится в акцессорных минералах, хотя наблюдаются также каймы около зерен магнетита
7	Находится в основном в трещинах
8	Основная часть находится в акцессорных минералах и лишь незначительная — в тонких каймах вокруг зерен магнетита
12	Сосредоточен в основном по трещинам
14	Практически весь приурочен к акцессориям
15	Большая часть находится в каймах, меньшая — в акцессорных минералах
16	Сосредоточен в основном в акцессорных минералах, лишь незначительная часть содержится в межзерновых пространствах
17	Основная часть находится в акцессорных минералах
18	Практически весь находится в акцессорных минералах
19	Распределен приблизительно одинаково (1:1) в акцессорных минералах и в каймах по краям зерен

лее пригодные образцы для анализа и, во-вторых, провести правильную интерпретацию получаемых значений возраста. В связи с этим крайне желательно все породы, по которым будут проводиться геохронологические исследования, предварительно подвергать радиографическому анализу с целью получения информации о возможных формах нахождения в них урана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Искандерова А. Д.* Распространенность свинца, урана и тория и характер изотопного состава свинца в карбонатных породах. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1976, т. 250, с. 65—70.
2. *Комаров А. Н.* Радиографические методы в минералогических и геохимических исследованиях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 1, с. 50—61.
3. *Комаров А. Н., Шуколюков Ю. А., Сквородкин Н. В.* Исследование содержания и распределения урана в некоторых горных породах и минералах методом нейтронной активации с регистрацией треков осколков деления урана. — Геохимия, 1967, № 7, с. 763—775.
4. *Определение концентраций урана и его пространственного распределения в минералах и горных породах/И. Г. Берзина, И. Б. Берман, М. Ю. Гурвич и др.* — Атомная энергия, 1967, т. 23, вып. 6, с. 520—527.

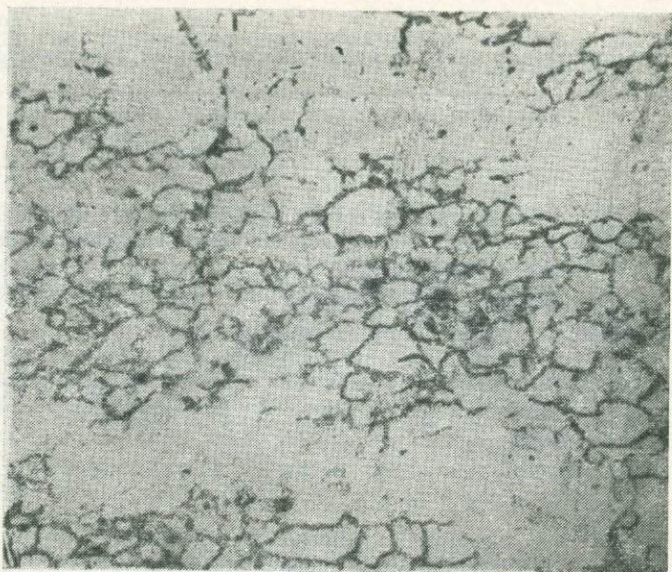


Рис. 7. Окантовка треками зерен магнетита (обр. 1, общий вид, $\times 25$).

5. Уолплер Дж., Калл Дж. Изотопный состав и содержание свинца в карбонатных породах. — В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969, с. 91—97.

6. Price P. B., Walker R. M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, № 16, p. 4847—4862.

7. Silk C. H., Barnes R. S. Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. — J. Theor. Exper. Appl. Phys., 1939, vol. 4, № 44, p. 970—972.

УДК 550.93 : 552.45

С. Л. Миркина

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ СВИНЦОВО-ИЗОХРОННОГО МЕТОДА ДЛЯ ДАТИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

Датирование железистых осадочных образований непосредственно по породе в целом представляет безусловный интерес, так как они широко распространены в докембрии и являются маркирующими стратиграфическими горизонтами. Целью настоящего исследования было установление возможности датирования полосчатых железистых кварцитов (джеспилитов) свинцово-изохронным методом и разработка методики химического выделения свинца из этих образований.

Последняя задача представляла определенные методические трудности, связанные с низким содержанием свинца в железистых кварцитах [$\sim (1-3) \cdot 10^{-6}$ г/г] и высоким содержанием железа, следы которого, как известно, оказывают мешающее влияние при изотопном анализе свинца.

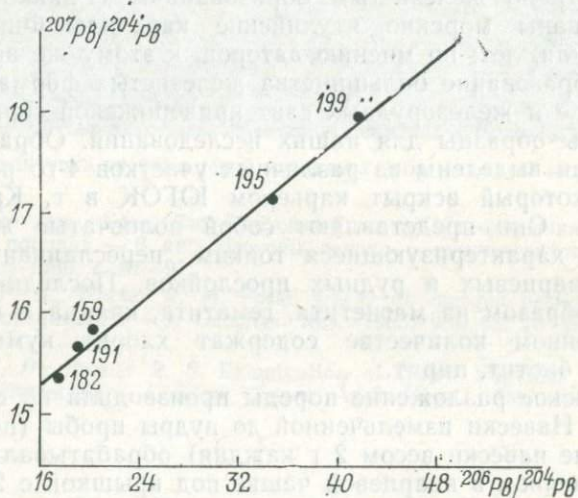
Идея исследования принадлежит Л. И. Салопу, на геологическом материале которого выполнена настоящая работа. В последнее время появились единичные публикации зарубежных авторов, посвященные датированию железистых осадочных образований. Так, свинец-свинцовым методом по породе в целом определен возраст железисто-песчаной толщи Исуа в Западной Гренландии [4], равный 3760 ± 70 млн. лет, что совпадает с данными рубидий-стронциевого метода (3700 ± 140 млн. лет), полученными для гранито-гнейсов из этой же толщи. Сакко и Лайоки [5] по железистым образованиям (Pääkkö) впервые продатированы морские ятулийские карелиды Финляндии — 2080 ± 45 млн. лет; по мнению авторов, к этому же времени относится образование большинства железистых формаций мира, в том числе и железорудных свит криворожской серии, откуда были взяты образцы для наших исследований. Образцы (пять штук) были выделены из различных участков 4-го рудного горизонта, который вскрыт карьером ЮГОК в г. Кривой Рог (Украина). Они представляют собой полосчатые железистые кварциты, характеризующиеся тонким переслаиванием существенно кварцевых и рудных прослоек. Последние состоят главным образом из магнетита, гематита, кварца и карбоната, в подчиненном количестве содержат хлорит, куммингтонит-грюнерит, биотит, пирит.

Химическое разложение породы производили по следующей методике. Навески измельченной до пудры пробы (по 2—3 параллельные навески весом 2 г каждая) обрабатывали длительным кипячением в кварцевой чашке под крышкой с 25 % соляной кислотой. Раствор разбавляли водой до 2 н. по соляной кислоте и декантировали. Оставшиеся небольшие нерастворимые осадки объединяли, обрабатывали смесью плавиковой и соляной кислот, выпаривали досуха, растворяли в 2 н. соляной кислоте и объединяли с первыми растворами. Свинец выделяли хроматографическим методом с помощью ЭДЭ-10П, но по сравнению с описанной ранее для пород методикой [1] увеличивали количество промывных растворов 1 н. и 0,5 н. соляной кислоты до 200 мл каждого раствора с целью наиболее полного отделения от железа. Свинец элюировали водой и дополнительно очищали электролитическим методом [2]. Изотопный анализ свинца выполняли на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме с сухим алюмосиликатным эмиттером. Погрешность определения изотопов свинца при доверительной вероятности 95 % составляла не более 0,2 %, фон свинца в холостых опытах — $1,5 \cdot 10^{-7}$ г. Аналитические данные приведены в табли-

Изотопный состав свинца железистых кварцитов

Номер образца	Изотопный состав Pb, %				Отношение изотопов		
	204	206	207	208	206/204	207/204	208/204
199д	0,931	38,238	16,749	44,082	41,07	17,99	47,85
182в	1,411	24,463	21,688	52,438	17,34	15,37	37,16
195в	1,087	37,520	18,642	42,751	34,52	17,15	39,33
159г	1,321	26,294	22,872	51,513	19,91	15,80	38,99
191а	1,362	26,156	21,211	51,271	19,20	15,57	37,64

Примечание. Изотопный анализ выполнен А. П. Чухониным.



Свинец-свинцовая изохрона для железистых кварцитов.

це и на изохронном графике (рисунок). Все точки на графике аппроксимируются изохроной, уравнение которой $y = (0,1063 \pm \pm 0,010)x + (13,568 \pm 0,477)$ соответствует возрасту $1740 \pm \pm 160$ млн. лет.

Возраст криворожской серии, определенный свинцовым методом по обломочным цирконам и монацитам из конгломератов ее основания, составляет 2800 млн. лет [3]. Аргоновым методом по метаморфическим минералам (слюды и амфиболы) из пород различных подразделений криворожской серии установлен возраст от 1700 до 2000 млн. лет. Таким образом, полученная по железистым кварцитам дата характеризует, по-видимому, конечный этап времени метаморфических преобразований железисто-кремнистых осадков.

Выполненное исследование показало пригодность разработанной химической методики выделения свинца из железистых кварцитов для проведения изотопного анализа. Принципиальная возможность применения свинцово-изохронного метода для датирования железистых кварцитов, по-видимому, обусловлена гомогенизацией изотопного состава свинца в процессе метаморфизма этих осадочных образований. Так, изученные нами джепилиты определили именно конечный этап метаморфизма пород криворожской серии. В упомянутой выше работе Мурбаса и др. авторы допускают, что полученный ими древний возраст (3760 млн. лет) датирует время метаморфизма, а не осадко-накопления железисто-песчаной толщи Исуа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Искандерова А. Д.* Определение содержания и изотопного состава свинца в карбонатных породах. — В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М., Наука, 1976, с. 204—215.
2. *Чухонин А. П., Миркина С. Л.* К вопросу о выделении микроколичеств свинца из пород и минералов при геохронологических исследованиях. — В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М., Наука, 1978, с. 232—234.
3. *Щербак Н. П., Половко Н. И., Левковская Н. Ю.* Изотопный состав аксессуарных минералов нижней свиты криворожской серии. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 3, с. 23—32.
4. *Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. Y.* Early Archaean age of the Ysua iron formation, West Greenland. — Nature, 1973, vol. 245, № 5421, p. 138—139.
5. *Sakko M., Laajoki K.* Whole rock Pb-Pb isochron age for the Pääkkö iron formation in Wäyrylänkylä, South Puolanka area, Finland. — Bull. Geol. Soc. Finland, 1975, vol. 47, pt. 1—2, p. 113—116.

УДК 550.93(571.5)

*И. А. Загрузина, М. Н. Голубчина, А. Д. Искандерова,
С. Л. Миркина, Г. А. Мурина, Л. А. Неймарк, А. Г. Рублев,
Ю. П. Шергина, А. П. Чухонин*

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗОНЕ БАЙКАЛО-АМУРСКОЙ МАГИСТРАЛИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНАХ

В ближайшем будущем предусматривается дальнейшее развитие геологосъемочных и поисковых работ в зоне, тяготеющей к Байкало-Амурской магистрали. Выполнение их на современном уровне немислимо без широкого использования результатов геохронологических и изотопных исследований. Необходимость последних особенно велика в связи с тем, что в рассматриваемом регионе большие площади заняты магматическими и метаморфическими породами, для решения вопроса о возрасте которых не могут быть применены традиционные методы стра-

тиграфин и палеонтологин. Большой объем изотопных и геохронологических исследований был выполнен за последние десять лет во ВСЕГЕИ. Исследования носили комплексный характер — датирование геологических объектов осуществлялось К-Ar, Rb-Sr и U-Pb методами. Одновременно производилось изучение изотопного состава серы, свинца и стронция в породах и минералах для решения вопросов о генезисе, источниках рудного вещества и условиях формирования рудных месторождений.

В связи с тем что большая часть трассы БАМа проходит по различным докембрийским метаморфическим толщам, датированию последних уделялось особое внимание. В Центрально-алданском регионе свинцово-изохронным методом исследовались метаморфические породы верхнеалданской, федоровской и кюриканской свит [4]. Полиметаморфический характер этих объектов не позволил получить информацию об их первичном возрасте. Для кристаллических сланцев верхнеалданской свиты подтвержден древний, более 3,4 млрд. лет, возраст. Для других объектов этого региона свинцово-изохронным методом зафиксированы лишь два этапа интенсивного преобразования, приуроченных к возрастным рубежам 2700 ± 200 и 2000 ± 100 млн. лет. Последний этап соответствует, скорее всего, времени раннепротерозойской гранитизации и комплексментарных ей процессов Fe-Ca-Mg метасоматоза, приведших к формированию в мраморах федоровской свиты промышленных месторождений флогопита.

Методом термоионной эмиссии по цирконам из кварцитов верхнеалданской серии определен возраст 2530 ± 30 млн. лет, из серых лейкократовых мелкозернистых гнейсов предполагаемого основания верхнеалданской серии — 3100 ± 50 и 3310 ± 50 млн. лет, из метаэффузивов олондинского комплекса — 2900 млн. лет, из секущих олондинский комплекс плагногранитов — 2700 млн. лет. По А. П. Чухонину [8], эти цифры позволяют судить о верхнем возрастном пределе формирования названных пород.

Большое значение имеет изучение изотопного состава стронция в породах Селигдарского апатитового месторождения, приуроченного к федоровской свите, возраст которой составляет 2,7 млрд. лет. Значение первичного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в апатитах и вмещающих их карбонатитах, равное 0,7079—0,7097, оказалось гораздо выше, чем в карбонатитах, ассоциирующих с ультращелочными породами (0,703—0,704). Полученные результаты подкрепляют представление ряда геологов о гидротермально-метасоматическом происхождении Селигдарского месторождения и, с учетом известных данных Е. И. Донцовой по изотопному составу кислорода, позволяют говорить о заимствовании корового вещества при формировании апатитовых руд.

В пределах Становой области проводилось геохронологическое изучение метаморфических пород курультинской, могочинской, никиткинской (усть-гилюйской), иликанской и борсалинской серий [6]. Наиболее древние датировки получены для амфиболитов иликанской ($3,35 \pm 0,2$ млрд. лет) и никиткинской ($3,4 \pm 0,4$ млрд. лет) серий. Обращает на себя внимание, что такие древние датировки были получены для пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой, а не гранулитовой фации метаморфизма, что может быть связано с меньшей устойчивостью U-Th-Pb изотопных систем этих пород к влиянию последующих наложенных регрессивных преобразований. Возраст пород амфиболитовой фации (около 3 млрд. лет), видимо, наиболее близок к истинному времени их формирования.

В Становой области, как и на Алданском щите, отчетливо проявлены два этапа наложенных преобразований: 2700 ± 200 и 2000 ± 100 млн. лет. Они совпадают с глобальными этапами диастрофизма — карельским и кеноранским. При этом на рубеж 2700 ± 200 млн. лет приходится основной метаморфизм амфиболитовой фации, без привноса щелочей и сопутствующих им радиоактивных элементов. На рубеж 2000 ± 100 млн. лет приходится региональная гранитизация и кремне-щелочной метасоматоз, который сопровождался интенсивным перераспределением компонентов U-Th-Pb изотопно-геохимической системы с повышением в породах отношения U/Pb.

Изучение изотопного состава свинца в древнейших породах основного состава позволило говорить о его мантийном источнике. Тем самым подтверждается точка зрения Л. И. Красного, согласно которой метавулканы образовались за счет первичных диабазов и их туфов. Свинцово-изотопные данные свидетельствуют также о значительном выносе из докембрийских метаморфических пород урана в мезозойско-кайнозойское время.

Свинцово-изохронным методом был определен возраст магнетитовых кварцитов Чарского месторождения и вмещающих их амфиболитов, который равен 2700 ± 100 млн. лет [5]. Расположение на одной и той же изохроне фигуративных точек для магнетитовых кварцитов и для амфиболитов борсалинской серии, вмещающих железные руды, позволяет считать, что оба эти типа пород образовались в ходе единого процесса или с перерывом во времени не более 100 млн. лет. Многочисленные определения, выполненные K-Ar методом, показали, что исследованные породы претерпели влияние сильного наложенного процесса около 1,8 млрд. лет назад.

Возраст редкометальных метасоматитов Катугинского месторождения, определенный свинцовым методом по пироксенам, составляет 2100 ± 140 млн. лет. Представляет интерес установление возраста слюдоносных пегматитов в бассейнах рек Олекмы и Тынды (1845—1904 млн. лет). Они могут быть отнесены к одному из глобальных этапов пегматитообразования, с кото-

рым связана главная часть промышленных месторождений слюды.

К-Аг методом по пороодообразующим минералам и U-Pb методом по цирконам определен возраст Кодарского массива в Кодаро-Удоканской зоне: 1750 ± 50 млн. лет. Для Икабьеканского и Пуричиканского массивов, относимых геологами к кодарскому комплексу, теми же методами определен возраст 1880 ± 50 млн. лет, что позволяет ставить вопрос о необходимости выделения их из кодарского комплекса. Возраст Чинейского массива соответствует 1800 ± 50 млн. лет. Результаты датирования интрузивов Кодаро-Удоканской зоны позволяют определить верхний возрастной предел удоканской серии в 1900 млн. лет.

Интересны новые датировки баргузинского комплекса, слагающего гигантский Ангаро-Витимский батолит в Байкальской горной области [9]. Исследование проводилось Rb-Sr методом по породе в целом; отбирались большие (30—100 кг) пробы, для которых вероятность сохранения замкнутости системы материнских и дочерних изотопов наиболее велика. Исследования проводились на типичных представителях баргузинского комплекса — гнейсовидных биотитовых и двуслюдяных гранитах, отобранных в бассейнах рек Баргузина и Джирги. Получена изохрона с возрастом 1014 ± 80 млн. лет. Эти данные подтверждают наличие в составе Ангаро-Витимского батолита докембрийских гранитоидов.

Геохронологические исследования позволили обосновать карбоновый и пермский этапы тектоно-магматической активизации [7].

В Селенгино-Яблоновой зоне, по данным Rb-Sr и U-Pb изохронных методов, 300—330 млн. лет назад произошло образование реоморфических гранитов в гранито-гнейсовых куполах, приуроченных к мезозойским линейным сводово-глыбовым поднятиям.

В Джиде-Витимской зоне комплексом методов для порфиридных гранитов и граносенитов витимканского комплекса установлен возраст 300—320 млн. лет [1]. Для лейкократовых гранитов и гранит-порфиров определен возраст 280—290 млн. лет. Эти породы включают ранее считавшиеся юрскими интрузии нырокского и аналогов гуджирского комплекса; они объединены в составе кыджимитского комплекса. Геохронологические исследования подтверждают существование витимканского комплекса в том составе (биотит-амфиболовые гранитоиды), в котором он был выделен ранее Л. И. Салопом, но возраст комплекса принимается каменноугольным.

В Баргузино-Мамаканской зоне каменноугольный этап начался с внедрения ультращелочных и щелочных пород сыннырского комплекса — 350 ± 10 млн. лет. Возраст Чивыркуйского плутона 300 ± 10 млн. лет. По предварительным данным, близ-

кий возраст имеет ингамакитский комплекс на северо-западном фланге зоны. Завершается каменноугольный этап становлением лейкократовых гранитов и аляскитов синьского комплекса, возраст которого, по данным K-Ar и Rb-Sr изохронных методов, составляет 280 ± 10 млн. лет.

Полученные новые данные по первичному изотопному составу стронция свидетельствуют о том, что с удалением от Монголо-Охотского пояса возрастает глубина зарождения магматических очагов. Так, граниты Селенгино-Яблоновой зоны отличаются наиболее высоким первичным изотопным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($\text{IR}_{\text{Sr}} = 0,709 - 0,710$). В сочетании с реоморфическим характером гранитов это говорит об их происхождении за счет проплавления материала верхней коры. Вариации IR_{Sr} в пределах одного массива ($0,706 - 0,712$) позволяют предполагать разную природу субстрата.

Гранитоиды Джиды-Витимской зоны имеют выдержанный первичный изотопный состав стронция ($0,706 - 0,708$), несмотря на отдаленность изученных массивов друг от друга. Промежуточная величина IR_{Sr} , корреляция между ним и содержанием кремнезема и стронция указывают на коровое происхождение гранитоидов при смешивании базальтоидного и сиалического материала. Различная доля сиалического материала позволяет предполагать неодинаковый уровень зарождения очагов на границе базальтового и гранитного слоев.

Низкие IR_{Sr} ($0,7047 - 0,7058$) для Чивыркуйского и Сыннырского массивов в Баргузино-Мамаканской зоне позволяют допустить их образование за счет материала нижней коры или верхней мантии.

Геохронологические исследования позволили говорить о широком проявлении пермской магматической деятельности в пределах всей Селенгино-Яблоновой области и западной части Становой области. Ранее бичурский, куналейский, амананский и нерчуганский комплексы считались поздне триасовыми (и даже юрскими) и относились к продуктам автономной раннемезозойской тектоно-магматической активизации. Так же рассматривались и предшествующие интрузивам вулканогенные породы. Для целого ряда эталонных представителей куналейского комплекса был определен возраст $230 - 250$ млн. лет, для бичурского комплекса (в том числе самого Бичурского массива) — $245 - 270$ млн. лет, амананского комплекса — $235 - 255$ млн. лет, нерчуганского — 230 млн. лет. Возраст белоурюмской (куйтунской) свиты, сформировавшейся до амананских гранитоидов и составляющей с ними единый вулканоплутонический комплекс, — 270 млн. лет. Пермский возраст всех перечисленных геологических объектов достаточно надежно обоснован геохронологическими данными.

Результаты комплексного геохронологического изучения магматических пород приведены в таблице.

Возраст интрузивных пород по данным комплексного геохронологического изучения

Интрузивный комплекс	Возраст, млн. лет			
	K-Ar метод	Rb-Sr метод	U-Th-Pb метод	Принятый
Кодарский:				
Кодарский массив	1710±50	—	1780±50	1750±50
Икабьеканский и Пурчичканский массивы	1850±50	—	1910±50	1880±50
Ничатский	≥ 1820	1770	—	1820±50
Чинейский	≥ 1790	—	—	1790±30
Баргузинский	> 450	1014±84	> 625	1014±84
Жанокский	—	715±40	> 650	715±40
Джидинский	463±12	—	460±15	460±15
Малханский	—	485±25	440±20	460±30
Сыннырский	330±10	335±15	350±15	340±10
Витимканский и его аналоги	300—320	300—330	300±10	300—320
Кыджимитский и его аналоги	280±10	285±10	—	280±10
Зазинский	265±8	255±6	—	260±10
Бичурский, амананский	235—255	—	240—270	250±20
Куналейский, нерчуганский	225—245	233±5	—	235±10
Гуджирский (Хамнига-дайский массив)	190±10	—	—	190±10
Амуджиканский	140—160	—	—	140—160
Алданский	135±5	—	—	135±5

Наряду с геохронологическими исследованиями проводилось изучение изотопного состава серы, свинца и стронция в магматических и рудных образованиях. Основной объем исследований по изотопному составу серы был выполнен для месторождений медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны и для различных золоторудных месторождений [3].

Для месторождений медистых песчаников Кодаро-Удоканской зоны оказались характерными значительные вариации изотопного состава сульфидной серы при существенном обогащении ее легким изотопом ^{32}S по сравнению с метеоритным стандартом. Это позволило высказать мнение о биогенном характере серы и первично-осадочном происхождении сульфидных руд. Преобладание сульфидов, обогащенных легким изотопом, свидетельствует об отложении их в осадках с весьма незначительным окисленным слоем в условиях неограниченного запаса сульфата.

Удалось установить отчетливые различия в изотопном составе серы сульфидов из разных по характеру меденосности горизонтов рудоносной удоканской серии, что может быть использовано для целей поисков и прогнозной оценки, распознавания

конкретных рудоносных уровней. Так, для первого рудоносного горизонта (читкандинской свиты) типичны наиболее выдержанный изотопный состав сульфидной серы и постоянное, хотя и небольшое, обогащение тяжелым изотопом ^{34}S по сравнению с метеоритной серой. Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ для отдельных месторождений составляют +2,9, +4,4 и +5,1 ‰ (месторождения Правый Ингамакит, Красное, Сьюлбанская группа). Диапазон вариаций не превышает 9,0 ‰. Для второго рудоносного уровня (талаканской свиты) пределы вариаций изотопного состава серы больше, чем для первого уровня. Повсеместно отмечается значительное обогащение легким изотопом. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ для месторождения Клюквенного —15,2, Бурпала —13,3, Ункур —1,3 ‰. Третий, главный рудоносный уровень (сакуканская свита) отличается наиболее широким диапазоном вариаций изотопного состава сульфидной серы (от +13,5 до —21,3 ‰); среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ для Удоканского месторождения составляет —8,9 ‰. Такой изотопный состав сульфидной серы является наиболее типичным для осадочных месторождений.

Исследованиями последних лет для целого ряда золоторудных месторождений, расположенных в регионе БАМа, доказан хорошо гомогенизированный высокотемпературный глубинный источник сульфидной серы [3]. Так, для Лебединского месторождения на Алданском щите среднее $\delta^{34}\text{S}$ составляет +1,1 ‰, а вариации изотопного состава серы не превышают 4 ‰. Это месторождение относится к золото-карбонатно-сульфидному типу золото-кварцевой формации. Оказался практически одинаковым изотопный состав серы сульфидов из разных минералогоморфологических подтипов оруденения: халькопирит-пиритового равномерно вкрапленного, халькопирит-пиритового прожилково-вкрапленного, полисульфидного вкрапленно-полосчатого, полисульфидного из массивных и брекчиевых руд. Для Мохового и Иркиндинского месторождений в Южно-Муйском хребте изотопный состав серы сульфидов (галенита, сфалерита, пирита, халькопирита) близок к метеоритному стандарту, а вариации его не превышают 3 ‰. Оба месторождения относятся к малосульфидному типу золото-кварцевой формации. В амурской части региона БАМа сульфидная сера золоторудных месторождений Кировского, Березитового, Юрьевского характеризуется средними значениями $\delta^{34}\text{S}$ соответственно —1,4, +0,2 и +1,4 ‰.

Для Сухоложского месторождения в Бодайбинской впадине, относящегося к метаморфогенной формации прожилково-вкрапленных сульфидных руд в черносланцевых толщах, было выявлено некоторое обогащение тяжелым изотопом ($\delta^{34}\text{S}$ от +0,9 до +6,2 ‰), что позволяет предполагать частичную контаминацию серы из вмещающих пород. Обращает на себя внимание сходство изотопного состава сульфидной серы Сухоложского месторождения и месторождения Мурунтау в Средней Азии, относящегося к тому же формационному типу.

Месторождение Рябиновое в Якутии отличается повышенным содержанием легкого изотопа (среднее $\delta^{34}\text{S} - 10,1\text{‰}$). Предполагается, что это связано с химизмом рудообразующего раствора: при высоких значениях фугитивности кислорода доля сульфатной серы в растворе возрастает, а сульфидная сера может при этом обогатиться легким изотопом. Возможность контаминации осадочной серой в данном случае исключена, так как вмещающими породами являются архейские гнейсы гранулитовой фации.

На Куранахском месторождении сульфидная сера джаспироидов, скорее всего, седиментогенная, образовавшаяся в процессе бактериальной редукции сульфатов из сульфатных слоев платформенного чехла в позднедиагенетическую стадию. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ составляет $+20,4\text{‰}$ (вариации от $-4,6$ до $+26,9\text{‰}$). Не исключено, однако, что изотопно-тяжелая сера могла образоваться в стадию катагенеза или эпигенеза при редукции сульфатов подземных вод в присутствии органического вещества.

Из приведенных данных видно, что сера сульфидов золоторудных месторождений может иметь самое различное происхождение.

Для территории Забайкалья был выполнен большой объем исследований по изотопному составу свинца (более 100 анализов из 50 месторождений). Оказалось, что крупные геотектонические структуры этого региона, характеризующиеся различными особенностями геологического развития, магматизма и металлогении, отличаются специфическим изотопным составом свинца вне зависимости от возраста, формационной принадлежности и генетических типов находящихся в них месторождений [2]. Это касается таких крупных структур, как Прибайкальский, Селенгино-Витимский и Заганско-Становой блоки, Восточно-Забайкальская складчатая область. Вместе с тем разновозрастные и близкие по формационной принадлежности рудные месторождения, но расположенные в разных геотектонических структурах, существенно различаются по изотопному составу свинца. Для свинца из различных мегаблоков Забайкалья отчетливо фиксируется дискретный, скачкообразный характер его эволюции. Очевидно, особенности изотопного состава свинца в каждом из крупных мегаблоков определяются какими-то глубинными геологическими процессами, специфическими для каждого из них и обеспечивающими миграцию вещества (в частности, гомогенизацию изотопов свинца и обогащение его радиогенными изотопами).

Рассмотрение данных по изотопному составу свинца в свете современных моделей (Стейси-Крамерса и плюмботектоники) позволяет считать, что месторождения, расположенные в пределах поздних байкалид (Холоднинское, золоторудные месторождения Сибири) и ранних каледонид (Келянское), содержат

свинца, отличающийся многостадийностью развития, имеющий глубинный источник и модельный возраст 600—800 млн. лет.

В формировании стратиформных месторождений типа Холдинского и Келянского принимали участие как свинец из древних вмещающих пород (ряд исследователей полагают, что он имел главное значение), так и глубинный свинец, вынесенный ювенильными растворами из верхней мантии или низов коры. Вместе с тем по изотопному составу сульфидной серы (150 анализов) можно считать, что сульфиды из рудных тел стратиформных месторождений образовались главным образом в результате восстановления сульфатов в условиях замкнутого бассейна. Это свидетельствует об осадочно-биогенной природе серы и тем самым о генетическом различии между серой и свинцом.

Свинец всех остальных изученных месторождений Забайкалья, расположенных в перечисленных выше геоблоках, имеет единый мантийный источник и прошел сложную, многостадийную эволюцию. Впервые одноактное поступление наиболее примитивного свинца, которым характеризуются месторождения Селенгино-Витимского, Заганско-Яблонового и Джидинского геоблоков, произошло, вероятнее всего, на начальных этапах формирования континентальной земной коры в протобайкальских структурах. Последующие изменения изотопного состава свинца связаны с геологической историей каждой из крупных геоструктур Забайкалья и относятся главным образом к палеозойскому времени. Для некоторых месторождений Приаргунского и Восточно-Забайкальского геоблоков (Хаверга, Фатимовское, Покровское и др.) возможны более поздние добавления глубинного мантийного свинца, а для других (Меркурьевское, Рязановское, Култуминское) — верхнекорового свинца из древних пород с повышенными отношениями Th/Pb и U/Pb [2].

Изотопный состав серы сульфидов этих месторождений (на примере Шахтаминского и Бугданского) позволяет предположить участие в процессе рудообразования как ювенильной серы, так и серы, существовавшей из вмещающих пород, о чем свидетельствует обогащение ее тяжелым изотопом. Сера таких месторождений, как Жирекенское и Давендинское, характеризуется изотопным составом, близким к метеоритному, и имеет, скорее всего, глубинный источник.

Определенный вклад в решение вопроса об источниках рудного вещества вносят данные по первичному изотопному составу стронция в рудоносных гранитоидах. Низкие первичные изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, определенные для Первомайского (0,7040), Малокуналейского (0,7035±0,0010) и Кыджимитского (0,7034±0,0020) массивов, позволяют считать, что либо эти граниты зародились в низах коры или в верхней мантии, либо характерные для них метасоматические изменения обусловле-

ны воздействием глубинных растворов. Установлена тенденция уменьшения первичного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в альбитизированных рудоносных гранитах по сравнению со слабо альбитизированными и безрудными гранитами, что дает возможность высказать предположение о глубинном источнике щелочных флюидов, обусловивших альбитизацию, а возможно, и олово-вольфрам-молибден-редкометальное оруденение. Полученные материалы подкрепляют представление ряда исследователей (В. Л. Барсуков и др.) о том, что месторождения олова, вольфрама, молибдена и редких металлов могут быть связаны не только с коровыми гранитами, но и с глубинными магматическими породами и флюидами.

На примере золоторудных месторождений Южно-Муйского хребта удалось показать, что изотопный состав рудного свинца не зависит ни от типов руд, ни от глубины их залегания. Это доказано на пробах галенитов, отобранных из разных минералого-структурных типов руд на разных горизонтах от земной поверхности. Во всех случаях свинец имеет единый гомогенный источник, скорее всего глубинный, и характеризуется неоднотайным развитием. Он выделился из верхней мантии около 800 млн. лет тому назад (таков модельный возраст свинца) вместе с породами основного состава, являвшимися, по видимому, главным источником свинца для золоторудных проявлений. Причиной более поздней локализации свинца, обогащения его радиогенными изотопами за счет свинца древних пород и образования рудных концентраций в золоторудных месторождениях Южно-Муйского хребта явились, скорее всего, процессы средне-позднепалеозойской тектоно-магматической активизации.

Геохронологические и изотопные исследования в значительной мере способствовали уточнению геологического строения региона БАМа и выяснению перспектив его металлоносности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Возраст гранитоидов витимканского комплекса в Забайкалье по радиологическим данным*/Г. А. Мурина, А. Г. Рублев, Ю. П. Шергина, Л. А. Козубова. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 666—669.
2. *Геохимические особенности изотопного состава свинца рудных месторождений Забайкалья*/Н. И. Полевая, С. Л. Миркина, С. В. Бузовкин и др. — В кн.: Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М., 1981, с. 132—140.
3. *Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных месторождений зоны БАМа*/И. А. Загрузина, М. Н. Голубчина, Е. П. Миролюк, Ж. Н. Рудакова. — Зап. ВМО, 1980, ч. 109, вып. 3, с. 290—300.
4. *Искандерова А. Д., Неймарк Л. А., Рудник В. А.* Результаты датирования раннедокембрийских полиметаморфических комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1980, т. 307, с. 123—138.
5. *Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов*/Л. А. Неймарк, Е. П. Миролюк, А. Д. Искандерова и др. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2, с. 427—430.

6. Об архейском возрасте метаморфических пород Станового хребта (по данным U-Rb метода) / Л. А. Неймарк, А. Д. Искандерова, А. П. Чухонин и др. — Геохимия, 1981, № 9, с. 1386—1396.

7. Полухронный ультраметаморфизм в зонах активизации Забайкалья / Л. А. Козубова, С. Л. Миркина, Г. А. Мурина и др. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 22—33.

8. Чухонин А. П. Первые геохронометрические исследования супраконтинентальных пород олондинского комплекса. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1983, т. 323, с. 92—96.

9. Шергина Ю. П., Мурина Г. А., Козубова Л. А. О возрасте гранитов баргузинского комплекса по данным Rb-Sr метода. — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, № 4, с. 946—949.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
А. Г. Рублев. Изотопно-геохимические модели в калий-аргоновой геохронологии	4
С. В. Апруб. Влияние реакции катонного обмена на калий-аргоновую систему в минералах	23
Г. А. Мурина, Ю. П. Шергина, П. Б. Лебедев. Влияние процесса выветривания на датирование пород рубидий-стронциевым методом (на примере гранитов рапакиви Салминского массива)	34
А. П. Чухонин. Датирование цирконов по изотопному отношению свинца при его термоионизации	43
С. Л. Миркина. Применение кислотной обработки для изучения сравнительной подвижности урана, тория и свинца в акцессорных минералах	65
А. Д. Искандерова, Л. А. Неймарк. Исследование распределения урана в породах методом треков индуцированного деления	73
С. Л. Миркина. Опыт применения свинцово-изохронного метода для датирования железистых кварцитов	82
И. А. Загрузина, М. Н. Голубчина, А. Д. Искандерова, С. Л. Миркина, Г. А. Мурина, Л. А. Неймарк, А. Г. Рублев, Ю. П. Шергина, А. П. Чухонин. Основные итоги геохронологических и изотопных исследований в зоне Байкало-Амурской магистрали и прилегающих районах	85

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГОРНЫХ ПОРОД И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Сборник научных статей

Редактор *В. А. Митракова*

Технический редактор *А. А. Иванова*

Корректор *Л. В. Белова*

Сдано в набор 10/1 1985 г. Подп. к печати 5/ХІІ 1984 г. М-38267.
Формат бумаги 60×90^{1/16}. Печ. л. 6^{1/4}. Уч.-изд. л. 6,68. Тираж 400 экз.
Заказ 12. Цена 1 руб.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Изотопно-геохимические модели в калий-аргоновой геохронологии. Рублев А. Г.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 4—23.

Дается обзор существующих в настоящее время моделей, в рамках которых проводится интерпретация К-Аг данных. Рассматриваются модели следующих четырех основных классов систем: 1) закрытые К-Аг системы без избыточного аргона; 2) закрытые К-Аг системы с избыточным аргоном; 3) открытые К-Аг системы без избыточного аргона; 4) открытые К-Аг системы с избыточным аргоном. Разбираются характерные особенности различных моделей, показываются некоторые приемы проверки адекватности получаемых результатов определенным моделям. Подчеркивается недопустимость интерпретации расходящихся К-Аг результатов в рамках любой модели без доказательств ее соответствия природной ситуации, и в этой связи проводится критический анализ графических построений. Показано, что датирование по породе в целом не позволяет получить доказательств истинности измеряемых значений К-Аг возраста. Основное внимание при интерпретации К-Аг данных должно обращаться на исследование закономерностей в соотношениях измеряемых значений возраста различных минералов в серии проб, характеризующих изучаемый объект.

Ил. 9, список лит. 23 назв.

УДК 550.93 : 549

Влияние реакции катионного обмена на калий-аргоновую систему в минералах. Апруб С. В.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 23—34.

Обсуждаются результаты экспериментов по изучению поведения К-Аг системы в биотите, а также в мусковите и флогопите при химических превращениях в минералах. Исследуется влияние катионного обмена $K^+ - Mg^{2+}$ вплоть до выщелачивания 55 % калия. Сопоставляются результаты влияния катионного обмена на биотиты из различных геологических объектов. Исследуется влияние на биотиты горячих растворов KCl и горячей дистиллированной воды. Для изучения изменений в структурном положении аргона используется аргонография.

Табл. 2, ил. 6, список лит. 4 назв.

УДК 550.93 : 552.321.1

Влияние процесса выветривания на датирование пород рубидий-стронциевым методом (на примере гранитов рапакиви Салминского массива). Мурина Г. А., Шергина Ю. П., Лебедев П. Б.—Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 34—42.

Изложены результаты датирования Rb-Sr методом гранитов рапакиви Салминского массива (Северное Приладожье), в различной степени подвергшихся выветриванию. Для сопоставления получена Rb-Sr изохрона для свежих пород этого массива. Обсуждаются роль выветривания в искажении геохронологической информации и связь между поведением Rb-Sr системы и изменением химического состава проб, подвергшихся выветриванию. Отмечается тесная связь между минералогическим составом проб и характером поведения Rb-Sr системы при выветривании.

Табл. 2, ил. 2, список лит. 14 назв.

Датирование цирконов по изотопному отношению свинца при его термодатировании. Чухонин А. П. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 43—65.

Работа посвящена методологическому обоснованию и экспериментальному подтверждению возможности изотопного датирования некоторых докембрийских пород по микропробам циркона. Разработана оригинальная методика изотопного анализа, основанная на значительном различии в прочности связи обыкновенного и радиогенного свинца со структурой циркона. Эта методика позволяет в ходе одного масс-спектрометрического опыта измерять изотопное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ радиогенного свинца, по которому производится вычисление возраста. Достоверность получаемых датировок подтверждается сопоставлением их с результатами других геохронометрических методов, и в первую очередь традиционного U-Th-Pb метода.

Табл. 5, ил. 8, список лит. 13 назв.

УДК 550.42 : 546 : 549

Применение кислотной обработки для изучения сравнительной подвижности урана, тория и свинца в акцессорных минералах. Миркина С. Л. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 65—73.

Производилась кислотная обработка цирконов с целью удаления примесного обыкновенного свинца, а также сфенов, апатитов и цирконов — с целью выявления причины дискордантности возрастных данных. Показано, что: 1) кипячение кристаллов циркона с 15 % азотной кислотой, как правило, позволяет удалить 70 % обыкновенного свинца и получить конкордантные датировки; дополнительная кислотная обработка истертого в пудру минерала нецелесообразна для возрастного определения; 2) в сфенах, апатитах и цирконах, выделенных из гнейсо-гранитов палеозойского возраста, уран находится в менее устойчивом состоянии, чем торий.

Табл. 3, список лит. 12 назв.

УДК 552.082 : 543.5 : 546

Исследование распределения урана в породах методом треков индуцированного деления. Искандерова А. Д., Неймарк Л. А. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 73—82.

Приводятся данные по изучению характера распределения урана в карбонатных породах и железистых кварцитах методом треков индуцированного деления. Полученные результаты показывают наличие разных форм нахождения урана в карбонатных породах. Для неметаморфизованных пород более характерно равномерное распределение урана, для метаморфизованных — как равномерное распределение урана, так и приуроченность его к периферийным зонам, трещинам и прожилкам вторичных минералов. Последнее свидетельствует о перераспределении урана в породах при метаморфизме. Радиографический анализ железистых кварцитов показал, что уран в них сконцентрирован в основном в акцессорных минералах. Радиографический анализ пород помогает выбирать наиболее пригодные образцы и более достоверно интерпретировать полученные значения возраста при геохронологических исследованиях.

Табл. 2, ил. 7, список лит. 7 назв.

Опыт применения свинцово-изохронного метода для датирования железистых кварцитов. Миркина С. Л. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 82—85.

Изучалось пять образцов железистых кварцитов из различных участков 4-го рудного горизонта, вскрытого карьером ЮГОК (г. Кривой Рог, Украина). Показана пригодность разработанной химической методики выделения свинца из этих пород и принципиальная возможность применения свинцово-изохронного метода для их датирования. По Рb-Рb изохроне установлен возраст 1740 млн. лет, характеризующий, по-видимому, конечный этап метаморфических преобразований железисто-кремнистых осадков.

Табл. 1, ил. 1, список лит. 5 назв.

УДК 550.93(571.5)

Основные итоги геохронологических и изотопных исследований в зоне Байкало-Амурской магистрали и прилегающих районах. Загружина И. А., Голубчина М. Н., Искандерова А. Д., Миркина С. Л., Мурина Г. А., Неймарк Л. А., Рублев А. Г., Шергина Ю. П., Чухонин А. П. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1984, т. 328, с. 85—95.

Приводятся новые данные по комплексному изучению разновозрастных метаморфических и магматических пород и рудных месторождений в зоне БАМа и на прилегающих территориях с помощью различных геохронологических и изотопных методов исследования. Впервые установлен древний (более 3 млрд. лет) возраст для метаморфических пород верхнеалданской, курьютинской, никиткинской, иликанской и других серий и выявлены два этапа их интенсивного преобразования — 2700 и 2000 млн. лет назад. Определен возраст конкретных магматических комплексов (кодарского, витимканского, баргузинского, амананского и др.), и впервые выделены кульминации магмообразования в забайкальской части зоны БАМа и в отдельных структурно-формационных зонах Забайкалья. Охарактеризован изотопный состав серы, свинца и стронция некоторых золоторудных и молибденовых месторождений зоны БАМа и рудоносных магматических формаций, обосновано их глубинное мантийное происхождение.

Табл. 1, список лит. 9 назв.

1 руб.

П 4
Т. 328