

## СПОСОБ ДИАГНОСТИКИ РЕЛИКТОВЫХ И АУТИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Понятия «аутигенный (автигенный) минерал» и «реликтовый минерал» нами будут использоваться в смысле их возрастной противоположности: если возраст породы, содержащей данные минералы, равен  $\tau$ , то возраст аутигенного минерала по определению не может быть больше  $\tau$ , и, наоборот, возраст реликтового минерала по определению всегда больше  $\tau$ . Как известно, реликтовые минералы могут присутствовать совместно с аутигенными не только в осадочных породах, где они еще называются терригенными, но также в магматических породах [Ферштатер, 2001].

Отличить минерал реликтовый от аутигенного, казалось бы, достаточно просто: нужно провести датирование минерала каким-либо изотопным методом и затем сравнить полученный результат с заранее определенным возрастом породы, из которой он выделен. Но, к сожалению, минералы не обладают абсолютно замкнутой изотопной системой и при наложенных процессах теряют ранее накопленные радиоактивные изотопы. По этой причине измеренный возраст реликтового минерала обычно оказывается равным или близким возрасту новообразованной породы, которая его ассимилировала. Исключением из этого могут быть лишь некоторые осадочные породы, низкая температура преобразования которых не могла привести к существенному изотопному омоложению ассимилированных терригенных минералов.

Предлагаемый нами способ диагностики может быть применен только к калийсодержащим минералам и основан на сохранении в «омоложенных» К-минералах памяти о потерянном ими радиоактивном аргоне – в виде так называемых аргоновых вакансий в кристаллической решетке. Используя этот эффект памяти, можно, по изложенной ранее методике [Калеганов, 1989, 2001], определить минимально возможное количество потерянного минералом радиоактивного аргона ( $\Delta A$ ) и, с учетом этого, вычислить минимально-возможное значение действительного возраста минерала  $t_1$  – по отношению

( $A_p(O) + \Delta A$ )/ $K$ , где  $K$  и  $A_p(O)$  – содержание калия и оставшегося в минерале радиоактивного аргона. Если также известен возраст породы ( $\tau$ ), из которой был выделен минерал, то, при обнаружении неравенства  $t_1 > \tau$ , минерал следует считать реликтовым, а в случае соотношения  $t_1 \leq \tau$  – аутигенным.

Напомним, что для определения параметра  $\Delta A$  необходимо исследуемый образец разделить на несколько частей, каждую часть прогреть на воздухе при постоянной температуре  $T$  (в диапазоне от 400 до 1200°C) в течение 1 часа, и затем измерить в прогретых на разных температурах навесках содержание общего аргона-40  $A_c(T)$ , представляющего собою сумму оставшегося после прогрева радиоактивного аргона и поглощенного из воздуха аргона-40. Построенная по этим данным зависимость  $A_c(T)$  обычно имеет однопиковую максимум, по которому и определяется параметр  $\Delta A$ :

$$\Delta A = [A_c(T) - A_p(O)]_{\text{макс}}$$

Отметим, что само по себе обнаружение природных потерь радиоактивного аргона еще не может быть доказательством реликтового происхождения исследуемого образца, т.к. потери радиоактивного аргона могут быть и у аутигенных минералов – в результате более поздних наложенных процессов. Заключение о «реликтовости» минерала может быть сделано только после обнаружения неравенства  $t_1 > \tau$ , что предполагает обязательное знание возраста породы  $\tau$ . Последний можно приблизительно оценить по геологической возрастной «вилке», если известен возраст вмещающей или интродуцируемой породы и возраст более поздней породы – осадочной или интродуцирующей исследуемую. Но более точным является проведение изотопно-изохронного датирования по породе в целом (Rb-Sr, U-Pb – методы) или использование статистически представительных К-Аг-данных. В последнем случае возраст породы может быть отождествлен либо с изохронным К-Аг-возрастом группы образцов с разным содержанием калия, либо с конкордантным К-Аг-возрастом двух раз-

личных К-минералов, сосуществовавших в данной породе, например, биотита и амфибола.

В работе [Калеганов, 1989] уже сообщались результаты опытов по определению параметра  $\Delta A$  для биотитов, амфиболов и мусковитов из различных гранитоидов Урала. На основании этих данных и известного возраста пород можно сделать предварительное заключение о том, что во многих верхнепалеозойских гранитоидах Урала слюды и амфиболы являются реликтовыми (т.е. устойчивыми в области анатексиса [Ферштатер, 2001]). Например, были исследованы биотит и амфибол № С-24г/51, сосуществовавшие в сиените Соколовского массива (Средний Урал, образцы А.В.Коровко). При проведении обычного К-Аг-датирования данных биотита и амфибола установлена конкордантность их К-Аг-возрастов, что позволило принять за возраст Соколовского сиенита значение  $\tau = 282 \pm 7$  млн лет (см. таблицу). Опыты по определению параметра  $\Delta A$  показали, что данные образцы испытали значительные природные потери радиогенного аргона: у биотита  $\Delta A = 165$  нг/г, и у амфибола  $\Delta A = 29,9$  нг/г. С учетом этих потерь исправленный К-Аг-возраст составляет: у биотита  $t_1 = 582$  млн лет и у амфибола  $t_1 = 603$  млн лет. Следовательно, оба образца возникли задолго до образования сиенита Соколовского массива и лишь позднее, в результате разрушения их материнской породы, они были каким-то образом ассимилированы и «омоложены» в процессе формирования Соколовского массива около 282 млн лет тому назад.

Отсюда, в частности, следует, что температура Соколовского сиенита даже в момент его образования не достигала температуры плавления биотита и амфибола (в противном случае реликтовые биотит и амфибол были бы уничтожены).

Аналогичные исследования в работе [Калеганов, 1989] проводились также с биотитом и амфиболом из кварцевого диорита Новокривчанского массива, и с биотитом и мусковитом из пегматоидного гранита в южном эндоконтакте Мурзинского массива. Для этих образцов также получено неравенство  $t_1 > \tau$ , указывающее на их реликтовый характер.

Следующий пример диагностирования, приведенный в таблице, относится к флогопиту и амфиболу № 202/279,5, выделенным из пегматита флогопит-амфибол-пироксенового состава в Светлоборском массиве (С-3 Урал, образцы О.К.Иванова). Возраст этого массива, установленный по К-Аг-изохроне, составил  $423 \pm 3$  млн лет [Иванов, Калеганов, 1993]. Близкими к этому и конкордантными оказались и К-Аг-возрасты данных флогопита и амфибола. Проведенные затем опыты по определению параметра  $\Delta A$  показали, что у флогопита  $\Delta A \leq 6$  нг/г и у амфибола  $\Delta A \leq 2$  нг/г, т.е. по сравнению с  $A_p(O)$  потери радиогенного аргона были весьма небольшими (см. табл.). С учетом этого исправленный К-Аг-возраст данных образцов ( $t_1$ ) практически (с учетом аналитических погрешностей) совпадает и с их обычным К-Аг-возрастом  $t$ , и с возрастом Светлоборского массива ( $\tau$ ), т.е.  $t_1 \approx \tau$ .

Примеры диагностирования минералов

№ геологического объекта	Минерал	К, %	$A_p(O)$ , нг/г	$t$ , млн л	$\Delta A$ , нг/г	$t_1$ , млн л	$\tau$ , млн л	Происхождение минерала
1	Бт	6,22	131	$281 \pm 6$	165	582	$282 \pm 7$	Реликт. -«-
	Амт	1,16	24,7	$283 \pm 7$	29,9	603		
2	Флог	7,90	260	$422 \pm 11$	$\leq 6$	$\leq 430$	$423 \pm 3$	Аутиген. -«-
	Амт	1,60	52,5	$420 \pm 15$	$\leq 2$	$\leq 435$		
3	Бт	7,78	1586	$1744 \pm 20$	$\leq 30$	$\leq 1766$	$1740 \pm 25$	Аутиген. -«-
	Мус	8,67	1756	$1738 \pm 20$	$\leq 30$	$\leq 1757$		
4	Бт-44	6,45	80,7	$172 \pm 7$	810	1340	$\approx 180$	Реликт. -«-
	Бт-45	5,80	76,7	$181 \pm 7$	468	1010		

Примечание.  $t$  – К-Аг-возраст минерала, определенный по отношению  $A_p(O)/K$ .  $t_1$  – «исправленный» К-Аг-возраст, определенный по отношению  $(A_p(O) + \Delta A)/K$ .  $\tau$  – возраст породы. Геологические объекты: 1 – сиенит Соколовского массива; 2 – пегматит Светлоборского массива; 3 – пегматитовая жила «Черная Салма»; 4 – Чебаркульская гранитная дайка.

На основании этого можно заключить, что данные флогопит и амфибол – аутигенного происхождения.

Особый интерес представляет выяснение происхождения К-минералов в гранитных жилах и дайках. Принято считать, что все минералы в таких породах должны быть аутигенными, возникшими при кристаллизации интрузивного магматического расплава. Нами были исследованы биотит и мусковит, сосуществовавшие в пегматитовой жиле «Черная Салма», Сев. Карелия (данные образцы приняты в России в качестве К-Аг-стандартов [Афанасьев, Зыков, 1960]), и два биотита (№ КСЧ-44 и КСЧ-45), отобранные на удалении 500 м друг от друга из розовогранитной Чебаркульской дайки (Ю.Урал, образцы И.Н.Бушлякова). Согласно приведенным в таблице данным, биотит и мусковит из жилы «Черная Салма» имеют конкордантные К-Аг-возрасты, что позволяет принять за возраст данной породы значение  $\tau = 1740 \pm 25$  млн лет. Это значение было также подтверждено датированием другими изотопными методами. Опыты по определению параметра  $\Delta A$  показали, что как у биотита, так и у мусковита  $\Delta A \leq 30$  нг/г, что является пренебрежимо малой величиной по сравнению с  $A_p(O)$ , т.е.  $\Delta A \ll A_p(O)$ . Поэтому «исправленные» К-Аг-возрасты биотита и мусковита здесь практически не отличаются от возраста самой породы, т.е.  $t_1 \approx \tau$ . Это дает основание заключить, что биотит и мусковит в жиле «Черная Салма» – аутигенного происхождения.

Совершенно иной результат получен при исследовании биотитов из Чебаркульской дайки. Согласно приведенным в таблице данным, эти биотиты имеют почти одинаковый К-Аг-возраст, на основании чего можно заключить, что возраст дайки – около 180 млн лет (датирование другими методами пока не производилось). Опыты по определению параметра  $\Delta A$  показали, что оба образца испытали весьма большие природные потери радиогенного аргона, причем у каждого из них обнаружена двухпиковая форма температурной зависимости  $A_c(T)$ : функция  $A_c(T)$  имела два максимума – при  $T=600^\circ\text{C}$  и  $T=900^\circ\text{C}$ . Согласно работе [Калеганов, 1989] это можно объяснить тем, что каждый образец испытал два разорванных во времени акта потери радиогенного аргона, отличавшихся также условиями воздействия на минерал. «Высокотемпературные» потери ра-

диогенного аргона характеризуются параметром  $\Delta A_1 = A_c(900^\circ) - A_p(O)$ , величина которого составила: у образца КСЧ-44–370 нг/г, и у образца КСЧ-45–196 нг/г. Произшедшие затем «низкотемпературные» потери радиогенного аргона характеризуются параметром  $\Delta A_2 = A_c(600^\circ) - A_p(O)$ , величина которого соответственно составила 440 и 272 нг/г. Общие потери радиогенного аргона у каждого образца характеризуются суммой  $\Delta A_1 + \Delta A_2 = \Delta A$ , величина которой соответственно равна 810 и 468 нг/г (см. табл.). С учетом этих потерь исправленный К-Аг-возраст исследуемых образцов равен соответственно 1340 и 1010 млн лет. Таким образом, оба биотита из Чебаркульской дайки явно реликтового происхождения, так как  $t_1 \gg \tau$ . Отсюда следует, что Чебаркульская дайка образовалась из некоей «каши», в которой плавали чешуйки реликтовых биотитов. Это, конечно, не исключает наличие в дайке и минералов аутигенного происхождения, например аутигенного кварца.

У автора имеется еще несколько примеров подобных исследований, проливающих свет на происхождение минералов и, соответственно, генезис некоторых геологических объектов. Мы, однако, ограничились вышеприведенными и случайно выбранными примерами, которых вполне достаточно для демонстрации возможностей предлагаемой нами методики.

#### Список литературы

- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И. Результаты определения аргоновым методом возраста эталонных проб мусковита, биотита и микроклина // Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций: Труды МГК, 21 сессия, докл. сов. геол. М.: Изд. АН СССР, 1960. С. 9–14.
- Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о возрасте концентрически-зональных дунит-пироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала // Доклады РАН, 1993. Т. 328. № 6. С. 116–124.
- Калеганов Б.А. О потере и поглощении аргона калийсодержащими минералами. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 50 с.
- Калеганов Б.А. Способ определения природных потерь радиогенного аргона у К-Аг-геохронометров // Заводская лаборатория. Диагностика материалов, 2001. Т. 67. № 9. С. 20–23.
- Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера, 2001. № 1. С. 62–85.