

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.3:550.93:552.33

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД РАЙОНА АРЫСКАНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

© 2023 г. А. В. Никифоров^{1,*}, А. А. Иванова², академик РАН В. В. Ярмолюк^{1,3}, Е. Б. Сальникова², член-корреспондент РАН А. Б. Котов², А. М. Козловский¹, А. К. Хертек³, Ю. В. Плоткина², Е. А. Кудряшова¹, О. Л. Галанкина², Н. А. Поляков¹

Поступило 18.10.2022 г.
После доработки 24.10.2022 г.
Принято к публикации 24.10.2022 г.

Определены возрастные соотношения между щелочными породами района редкометального (Y, REE, Nb, Ta) месторождения Арыскан. В качестве геохронометра был использован метамиктизированный циркон с высоким содержанием U, Th, который по специальной процедуре был подготовлен для геохронологических U–Pb (ID TIMS)-исследований. Датирование такого циркона из щелочных гранитов Арысканского и близлежащего Астыгского массивов, показало что их формирование произошло практически одновременно, соответственно 448 ± 1 и 446 ± 1 млн лет назад. Не подтвердилась предполагаемая генетическая связь щелочных гранитов с вмещающими их щелочнополевошпатовыми сиенитами, которые образовались 472 ± 2 млн лет (циркон, U–Pb, ID TIMS).

Ключевые слова: редкометальные граниты, редкометальное месторождение, метамиктный циркон, U–Pb ID TIMS, Восточный Саян

DOI: 10.31857/S2686739722602253, **EDN:** SVESZE

Восточно-Саянская редкометальная провинция является одной из крупнейших в России. Она содержит ряд крупных и уникальных месторождений Li, Be, Ta, Nb, Zr, REE и других стратегически важных металлов. Важную роль в их образовании сыграли редкометальные щелочные гранитоиды. В истории провинции они формировались неоднократно, но, несмотря на их широкое распространение, многие вопросы, относящиеся к их происхождению, связи с другими типами магматизма, к механизмам эволюции магм, приводящих к накоплению редких элементов и металлов в магматическом процессе, остаются открытыми. В значительной степени это связано с недостатком информации, определяющей положение этих гранитоидов среди других магматических комплексов и позволяющей проследить их генетические связи. Прежде всего стоит вопрос о возрастных соотношениях, который применительно

к интрузивным породам обычно трудно решить без геохронологических исследований. В статье приведены результаты геохронологического изучения интрузивного магматизма в районе редкометального месторождения Арыскан, позволившие раскрыть возрастные закономерности проявления щелочного раннепалеозойского магматизма в регионе. Особо отметим, что в районе месторождения выделяются две группы близко-одновозрастных щелочных пород: щелочные граниты, с одной стороны, и нефелиновые и щелочнополевошпатовые сиениты, с другой. Подобные ассоциации разнотипных щелочных пород отмечаются и в других районах Восточно-Саянской редкометальной провинции [1–3]. Как правило, возраст щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов мало отличается. В частности, для района Арысканского месторождения предполагалось, что щелочные граниты и щелочнополевошпатовые сиениты формировались в единый магматический этап [4, 5]. Однако, как показали проведенные геохронологические исследования, это суждение оказалось ошибочным.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Арысканское месторождение (Y, REE, Nb, Ta) является одним из наиболее известных редкометальных месторождений Восточно-Саянской

¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

³Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов Сибирского отделения Российской академии наук, Кызыл, Россия

*E-mail: usn2007b@yandex.ru, nikav@igem.ru

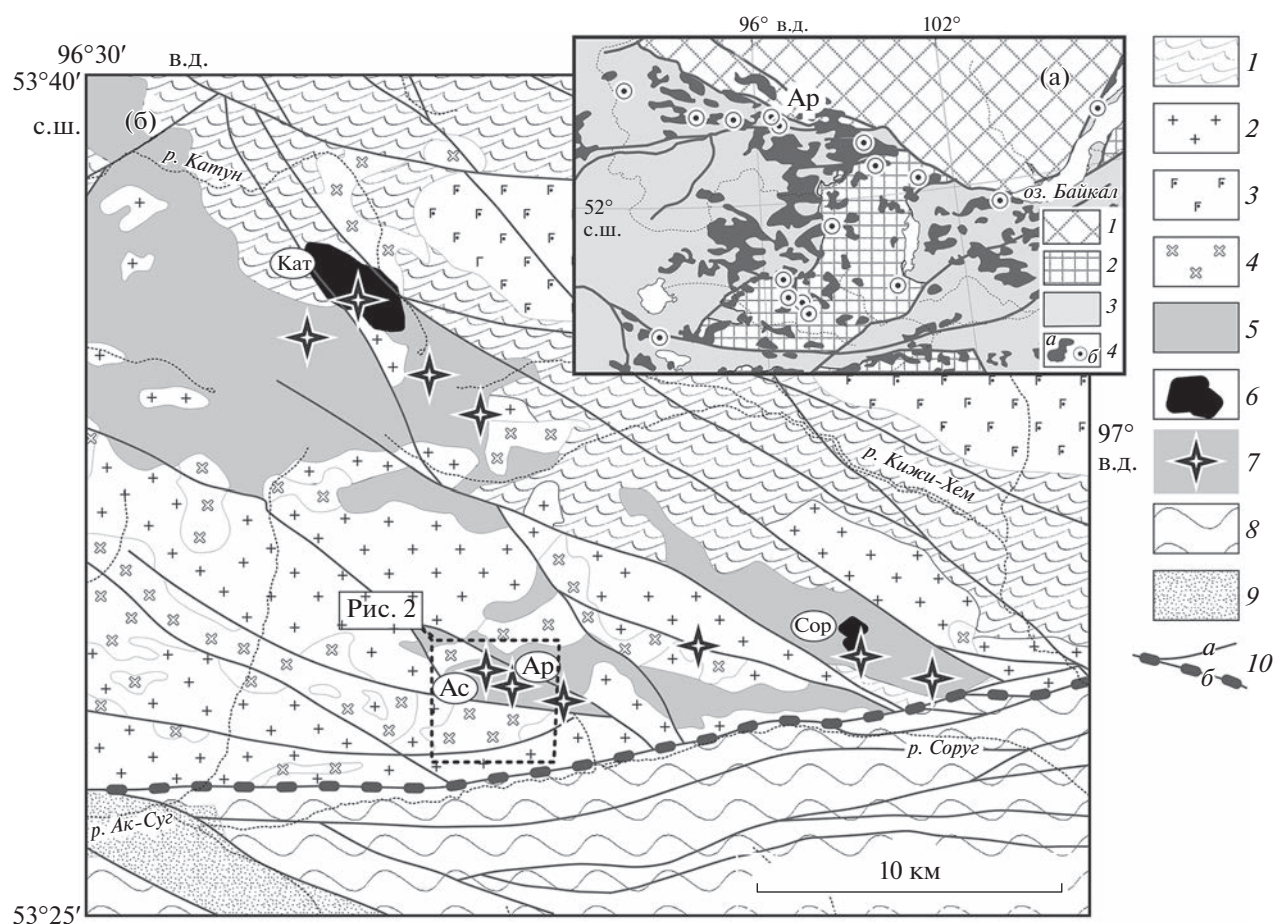


Рис. 1. (а) – Положение раннепалеозойских щелочных массивов Восточно-Саянской редкометальной провинции. 1 – Сибирский кратон; 2 – Тувино-Монгольский и Дзабханский микроконтиненты; 3 – раннепалеозойские структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса; 4 – гранитоиды раннепалеозойского возраста (а) и раннепалеозойские щелочные массивы (б), в том числе Арысканский комплекс (Ар). (б) – Схема геологического строения района сочленения Карыр-Кизирской и Восточно-Тувинской складчатой системы. Составлена по материалам: ГГК-200/2, N-47-XIX, ВСЕГЕИ, 2013; [6]. 1–7 Карыр-Кизирская складчатая система зона: 1 – нерасчлененные осадочные отложения позднего рифея, венда, раннего кембрия; 2 – ольховский комплекс (средний кембрий): габбро, габбродиориты, диориты, гранодиориты, плагииграниты; 3 – казырский комплекс (ранний палеозой): габбро, диориты 4 – беллыкский комплекс (ордовик): лейкократовые граниты, граносиениты; 5, 6 – сайбарский комплекс (ордовик): 5 – щелочнополевошпатовые сиениты, нордмаркиты, 6 – нефелиновые сиениты, в том числе Катунского массива (Кат) и Соругские проявления (Сор); 7 – щелочные граниты Арысканского комплекса, в том числе Астыгский (Ас) и Арысканский (Ар) массивы; 8 – Восточно-Тувинская складчатая система: нерасчлененные вулканогенные и интрузивные образования. 9 – нерасчлененные вулканогенные и осадочные отложения девона: андезиты, базальты, риолиты, песчаники, гравелиты, алевролиты; 10 – разрывные нарушения (а), в том числе Кандатский региональный разлом (б).

раннепалеозойской металлогенической зоны. Район месторождения приурочен к клиновидной зоне сочленения регионального Кандатского разлома и серии крупных разрывных нарушений (рис. 1). К северу от структурного шва среди разновозрастных магматических комплексов Казыр-Кизирской раннекембрийской складчатой зоны закартировано несколько выходов щелочных гранитов, самым крупным из которых является Астыгский массив. К востоку от него в 2 км расположено Арысканское месторождение (рис. 2), которое приурочено к купольной части небольшого (0.017 км²) одноименного массива щелоч-

ных гранитов и сопровождающих его пегматитов и альбититов. Совместно с Астыгским массивом и серией мелких тел они рассматриваются как единый арысканский комплекс пород. Вмещающими для них являются габбродиориты ольховского комплекса (средний кембрий) и щелочнополевошпатовые сиениты Сайбарского комплекса (ордовик).

Арысканский массив имеет зональное строение. Внешняя зона сложена арфведсонит-альбитовыми гранитами, которые к центру сменяются вначале редкометальными альбитовыми гранитами с приоритом и фергусонитом, а затем пегматоид-

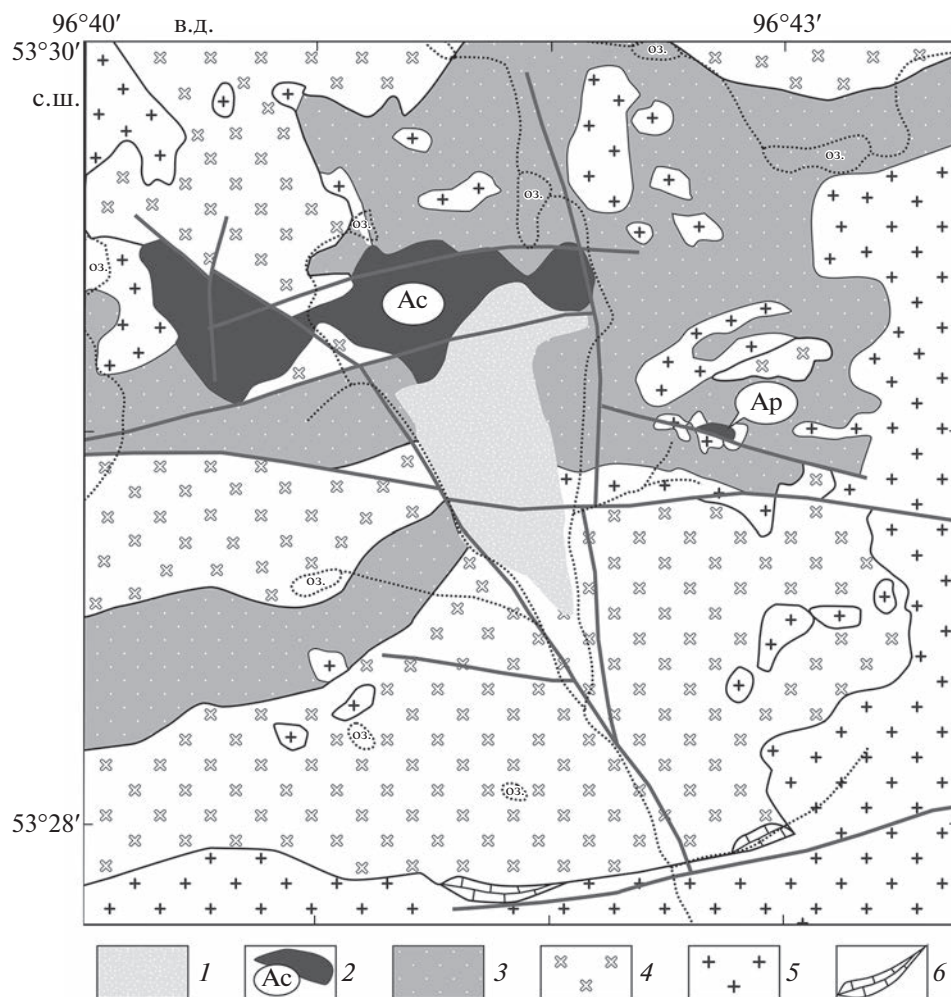


Рис. 2. Геологическая схема района Арысканского месторождения. Составлена по материалам: ГГК-200/2, N-47-XIX, ВСЕГЕИ, 2013; С.М. Бескина, 1987; Н.Е. Костина, Б.А. Гусева, 1958; [6]. 1 – четвертичные отложения; 2 – щелочные граниты Арысканского комплекса, в том числе Астыгский (Ac) и Арысканский (Ap) массивы; 3 – сайбарский комплекс (ордовик): щелочнополевошпатовые сиениты, нордмаркиты; 4 – беллыкский комплекс (ордовик): лейкократовые граниты, граносиениты; 5 – ольховский габбродиорит-гранодиоритовый комплекс (средний кембрий); 6 – известняки (ранний кембрий).

ной зоной, сложенной сростками кристаллов калий-арфведсонита (размером до 50×300 мм) и высокорadioактивного циркона с подчиненной ролью альбита и приорита. Кристаллы амфибола ориентированы перпендикулярно контактам, что подчеркивает зональное строение массива. Центральная часть сложена альбитовыми гранитами с редкими участками крупноблочного калиевого полевого шпата.

Астыгский массив представлен щелочными гранитами, которые в большинстве случаев сильно изменены вплоть до полного исчезновения темноцветных минералов при сохранении их теневых структур, сложенных оксидами и гидроксидами железа. Граниты сложены кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом. Содержат до 10% щелочного амфибола (Na-подгруппы ряда

ферроэкерманит–калиевый арфведсонит), светлую слюду (полилитонит?), флюорит с высоким содержанием легкиx PЗЭ, пироксенов, циркон, апатит. Наблюдается распад-замещение флюорита, с образованием доменов флюорита, лишенных PЗЭ, и новообразованных фаз PЗЭ – гагаринита и бастнезита(?).

Щелочнополевошпатовые сиениты Сайбарского комплекса представлены крупнозернистыми разновидностями, сложенными крупнопертитовым полевым шпатом (до 90 об. %) с долей альбита до 50 об. %. На долю амфибола (Na–Са- и Са-амфиболов – ферро-рихтерита, ферро-актинолита, роговой обманки) приходится около 10%. Местами диагностируется Са–(Fe, Mg)–Na-пироксен (эгириновое минала до 30%), кварц (по химическому составу нормативного кварца до 5%),

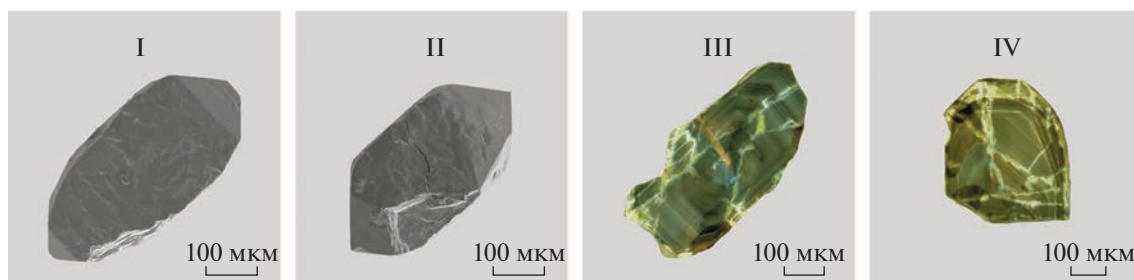


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочных сиенитов (проба Ар-1/5), выполненные в режимах вторичных электронов (I–II) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН) и катодоллюминесценции (III–IV) (“Cameca” MS-46 с CCD-камерой Videoscan 285, ИГЕМ РАН).

биотит ($\text{Fe} > \text{Mg}$). Акцессорная минерализация представлена магнетит-ильменитовыми сростками со структурами распада, титанитом, цирконом, апатитом, обогащенным легкими РЗЭ, чевкинитом, единичными зернами сфалерита, халькопирита, пирита и пирротина. В рассматриваемом районе щелочнополевошпатовые сиениты тесно ассоциируют с нефелиновыми сиенитами.

Попытки определить возраст щелочных пород в районе Арысканского месторождения предпринимались не раз по мере совершенствования геохронологических методов. В результате К–Аг-исследований получены несогласующиеся оценки возраста для различных минералов – калиевому полевоому шпату (366 млн лет), биотиту (518, 475 млн лет) и амфиболу (465 млн лет) [7]. В результате Rb–Sr-исследований альбититов Арысканского месторождения [6] для обогащенных ^{87}Rb образцов была получена оценка возраста ~ 340 млн лет. При этом точки изотопного состава остальных проб образуют псевдоизохронную зависимость, отвечающую возрасту даек щелочных гранитов Катунского нефелинсиенитового массива (454.6 ± 1.4 млн лет), расположенного в том же районе [4]. Sm–Nd- [5] и Ar–Ar-геохронологические исследования (неопубликованные данные авторов) также не привели к пониманию вопроса о возможной возрастной (генетической) связи между двумя группами щелочных пород района – щелочными гранитами и нефелиновыми – щелочнополевошпатовыми сиенитами. Различить эти магматические события стало возможным благодаря применяемой в ИГГД РАН методике U–Pb-датирования метамиктного циркона с высокой дозой авторадационного облучения [8]. Нами были изучены цирконы из щелочных гранитов Арысканского и Астыгского массивов, а также из вмещающих щелочнополевошпатовых сиенитов.

СТРОЕНИЕ ЦИРКОНА И РЕЗУЛЬТАТЫ U–Pb-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для геохронологического изучения пироксен-амфиболовых щелочнополевошпатовых сиенитов использован циркон (проба Ар-1/5), образующий идиоморфные призматические кристаллы размером 300–700 мкм с $K_{\text{удл}} = 1.1\text{--}2.2$, габитус которых определяется комбинацией призмы {100} и дипирамиды {101} (рис. 3, I–II). Ребра призмы зачастую сглажены, поверхность граней неровная. Кристаллы бесцветны, прозрачны, реже замутнены, трещиноваты. Для внутреннего строения характерна тонкая осцилляторная зональность (рис. 3, III–IV).

Для изотопных исследований были использованы три наиболее “чистых” единичных кристалла и микронавеска, состоящая из пяти кристаллов циркона (№ 1–4, табл. 1). Циркон характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (0.8–2.9%), а точки его изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 472 ± 2 млн лет ($\text{СКВО} = 0.47$), нижнее пересечение соответствует нулю (рис. 4 а).

Для геохронологического изучения Астыгского массива была отобрана проба Ар-1/7, которая представляет наименее измененные вторичными процессами амфиболовые граниты. Циркон, выделенный из этих гранитов, образует относительно крупные (200–500 мкм) идиоморфные кристаллы дипирамидального облика, в редких случаях со слабым развитием граней призмы (рис. 5, I–II). Иногда циркон образует сростания (рис. 5, I). Циркон непрозрачный, замутненный, имеет темно-коричневую окраску (рис. 5, IV). В зернах присутствуют крупные (до 0.1 мм) хаотично расположенные включения альбита, флюорита, КПШ, амфибола, и субмикронные включения ториянита, недиагностированной фазы с LREE, а также с Fe (гематит?) (рис. 5, III–VIII). Циркон обладает низкой интенсивностью люминесценции, что, вероятно, связано с высоким содержа-

Таблица 1. Результаты U–Pb–изотопных исследований циркона

Номер п/п	Размерная фракция (мкм), количество зерен, условия обработки	U/Pb	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет			
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		
проба Ap-1/5													
1	>200, 1 з.	12.92	4962	0.0565 ± 1	0.1360 ± 1	0.5849 ± 6	0.0750 ± 1	0.94	468 ± 1	466 ± 1	474 ± 1		
2	>200, 1 з.	12.93	5800	0.0565 ± 1	0.1191 ± 1	0.5950 ± 6	0.0764 ± 1	0.93	474 ± 1	475 ± 1	471 ± 1		
3	>200, 1 з.	12.64	716	0.0565 ± 1	0.1071 ± 1	0.5720 ± 11	0.0735 ± 1	0.76	459 ± 1	457 ± 1	471 ± 1		
4	>200, 5 з.	13.15	3642	0.0565 ± 1	0.1112 ± 1	0.5817 ± 12	0.0746 ± 1	0.98	466 ± 1	464 ± 1	472 ± 1		
проба Ap-1/7													
5	>150, 5 з., ВО, кисл.обр. = 4.3, t = 180°C	12.01	426	0.0559 ± 1	0.1217 ± 1	0.5520 ± 6	0.0716 ± 1	0.80	446 ± 1	446 ± 1	449 ± 1		
6	>150, 6 з., ВО, кисл.обр. = 4, t = 180°C	13.13	937	0.0559 ± 1	0.1205 ± 1	0.5524 ± 6	0.0717 ± 1	0.83	446 ± 1	446 ± 1	448 ± 1		
проба Ap-1/25													
7	160–250, 1 з., ВО, кисл.обр. = 4, t = 180°C	9.93	650	0.0560 ± 1	0.5046 ± 1	0.5554 ± 11	0.0720 ± 1	0.67	448 ± 1	448 ± 1	451 ± 1		
8	160–250, 4 фр., ВО, кисл.обр. = 4, t = 180°C	8.55	1773	0.0559 ± 1	0.8262 ± 1	0.5534 ± 11	0.0718 ± 1	0.74	447 ± 1	447 ± 1	448 ± 1		
9	160–250, 8 з., ВО, кисл.обр. = 2, t = 220°C	8.61	6467	0.0559 ± 1	0.8049 ± 1	0.5555 ± 6	0.0721 ± 1	0.95	448 ± 1	449 ± 1	448 ± 1		

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; * – навеска циркона не определялась; ВО – высокотемпературный отжиг циркона; кисл.обр. = 3.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы), t – температура кислотной обработки. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Для циркона из щелочных гранитов использовалась методика химической абразии (кислотная обработка смесью 35% HF + 15% HNO₃ в пропорции 5:1 при t = 180°C–220°C) с предшествующим высокотемпературным отжигом в течение 48 ч при t = 850°C. Детали методики U–Pb–изотопных исследований описаны [8].

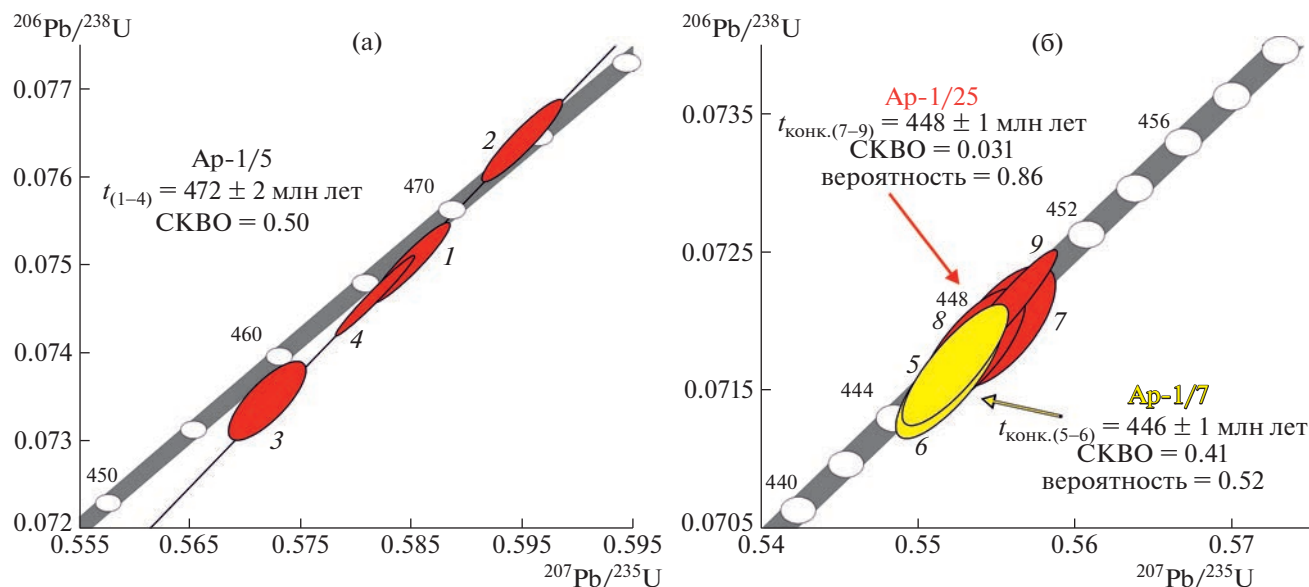


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из щелочных сиенитов (проба Ап-1/5) (а) и щелочных гранитов Астыгского (проба Ап-1/7) и Арысканского (проба Ап-1/25) массивов (б). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

нием U и Th; зональность практически не проявлена (рис. 5, V–VI). После высокотемпературного отжига интенсивность катодолюминесценции существенно возрастает, проявляются осцилляторная зональность и секториальность (рис. 5, VII–VIII). Для исследуемого циркона отмечено высокое содержание урана (0.5–0.7 мас. % UO_2) и тория (до 0.5 мас. % ThO_2) (электронно-зондовый микроанализатор “JEOL”-JXA-8230 с четырьмя волнодисперсионными спектрометрами). В некоторых участках кристаллов определено высокое содержание иттрия – до 2.3 мас. % Y_2O_3 .

Из амфибол-эгирин-астрофиловых редкометальных альбитовых гранитов (проба Ап-1/25) Арысканского массива выделен циркон, образующий крупные идиоморфные кристаллы дипирамидального облика размером 0.2–1.0 мм (рис. 6, I–II). Циркон преимущественно непрозрачный, реже полупрозрачный (рис. 6, IV), его цвет изменяется от светло-коричневого до темно-бурого. Минерал насыщен разнообразными включениями (рис. 6), среди которых наиболее распространенными являются торит и ксенотим. Также диагностированы бастнезит, флюорит, альбит, кварц, КПШ и крупные включения кристаллов преобразованного фергусонита. Катодолюминесцентное исследование свидетельствует, что осцилляторная зональность проявлена слабо (рис. 6, V–VI). После высокотемпературного отжига интенсивность катодолюминесценции существенно возрастает (рис. 6, VII–VIII). Содержание UO_2 и ThO_2 составляет 0.1–0.2 мас. %

(EPMS JEOL-JXA-8230 с четырьмя волнодисперсионными спектрометрами).

Циркон в щелочных гранитах Астыгского и Арысканского массивов существенно метамиктизирован – повышенное содержание U и Th приводит к разрушению его кристалличности; доза накопленного авторадационного облучения для циркона Арысканского массива составляет $D_\alpha = 1\text{--}2 \times 10^{18}$ α -расп/г, а для циркона из Астыгского массива – $D_\alpha = 2\text{--}13 \times 10^{18}$ α -расп/г. Исследования с использованием рамановской спектроскопии подтвердили, что циркон из гранитов Арысканского массива является более кристаллическим (т.е. содержит меньше аморфных доменов) по сравнению с цирконом из гранитов Астыгского массива, что коррелирует с их примесным составом. Циркон из пород Астыгского массива в большей степени обогащен U и Th, в то время как в цирконе из гранитов Арысканского массива содержание этих элементов меньше на фоне широко развитой U–Th-акцессорной минерализации. На рамановских спектрах прослеживается пик в области 810 см^{-1} , связываемый с присутствием уранильных группировок. Для традиционных методик датирования ID-TIMS подобный циркон не пригоден. Однако усовершенствованная методика “химической абразии” с предварительным высокотемпературным отжигом [9] позволяет получать достоверные оценки возраста [8] для циркона с высокой степенью радиационных нарушений.

Для проведения геохронологических исследований отбирались по возможности более про-

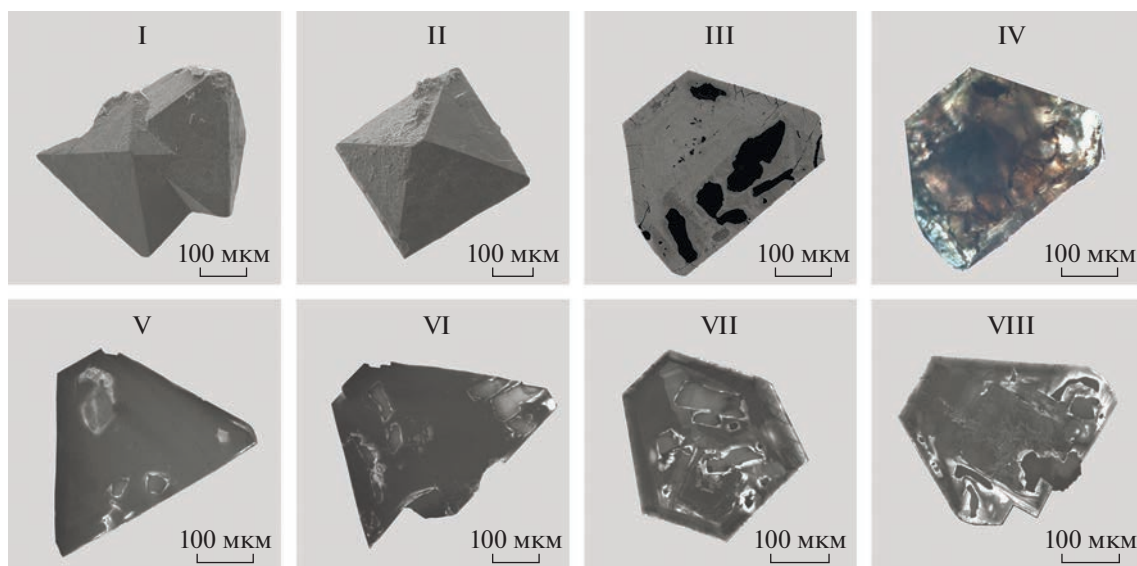


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочных гранитов Астыгского массива (проба Ап-1/7), выполненные в проходящем свете (IV) и при помощи электронного микроскопа в режимах вторичных электронов (I–II) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН), обратно-отраженных электронов (III) (СЭМ “JEOL” JSM-6510LA, ИГГД РАН), катодоллюминесценции (V–VIII) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН, $U = 15$ кВ, рабочее расстояние 12.5–13.0 мм). Крупные темные включения на BSE-изображении – альбит.

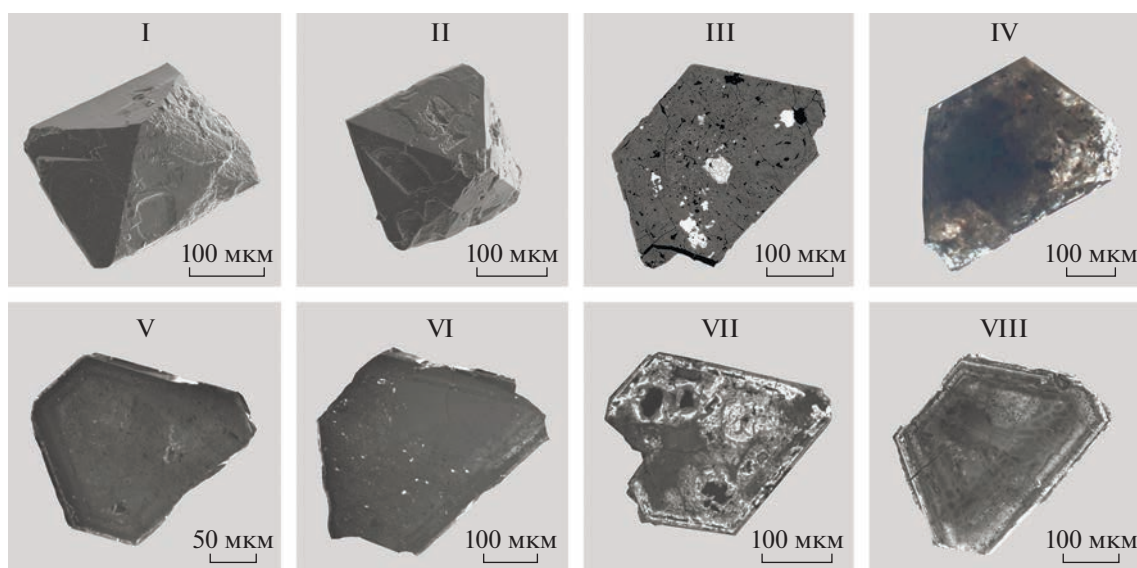


Рис. 6. Микрофотографии кристаллов циркона из щелочных гранитов Арысканского массива (проба Ап-1/25), выполненные в проходящем свете (IV) и при помощи электронного микроскопа в режимах вторичных электронов (I–II) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН), обратно отраженных электронов (III) (СЭМ “JEOL” JSM-6510LA, ИГГД РАН), катодоллюминесценции (V–VIII) (СЭМ “TESCAN” VEGA3, ИГГД РАН, $U = 15$ кВ, рабочее расстояние 12.5–13.0 мм). Светлые включения на BSE-изображении – ксенотим, ториевая минеральная фаза и преобразованный титано-тантало-ниобат.

зрачные кристаллы с минимальным количеством включений. Микронавески составляли от 1 до 16 кристаллов. Высокотемпературный отжиг в течение 48 ч позволил улучшить степень кристалличности циркона из гранитов обоих массивов, что проявилось на рамановских спектрах в сдвиге

пика моды ν_3 (SiO_4) (около 1000 см^{-1}) в более высокочастотную область, а также на катодоллюминесцентных изображениях в увеличении интенсивности свечения.

Для U–Pb-исследований были использованы единичные зерна и микронавески (4–8 зерен)

циркона из пробы Ар-1/25 (№ 7–9), подвергнутые “мягкой” (4 ч при 180°C) и “стандартной” (2 ч при 220°C) кислотной обработке смесью $1 : 5 \text{ HNO}_3 + \text{HF}$, что приводило к сильному протравливанию кристаллов, однако они слабо фрагментировались и сохраняли дипирамидальный облик. Циркон двух микронавесок (5 и 6 зерен, соответственно, № 5–6, табл. 1.) из пробы Ар-1/7 подвергался исключительно “мягкой” обработке (4 ч при 180°C) в связи с высокой степенью его метамиктности. Циркон из этой пробы интенсивно фрагментировался в результате кислотной обработки, что определяется как существенным нарушением структуры самого циркона, так и обилием крупных включений, растворяющихся в процессе обработки.

Применение химической абразии с предварительным высокотемпературным отжигом позволило получить конкордантные оценки возраста для редкометальных гранитов обоих массивов (табл. 1, рис. 4 б). Для щелочного амфиболового гранита Астыгского массива оценка возраста соответствует 446 ± 1 млн лет (СКВО = 0.41, вероятность = 0.52) (№ 5–6 в табл. 1 и на рис. 4 б). Возраст формирования эгирин-амфиболового гранита Арысканского массива оценивается в 448 ± 1 млн лет (СКВО = 0.031, вероятность = 0.86) (№ 7–9 в табл. 1 и на рис. 4 б).

Практическое совпадение значений возраста для щелочных гранитов с разнотипной акцессорной минерализацией указывает на возможность применения методики “химической абразии” с предварительным высокотемпературным отжигом для цирконов с высоким содержанием U, Th, которые содержат другие высокорadioактивные минеральные фазы – торит, торианит, U–Th-пирохлор, приорит, фергусонит и другие.

Проведенные исследования показали, что формирование щелочнополевошпатовых сиенитов и щелочных гранитов происходило в разное время с перерывом не менее 20 млн лет – 472 и 447 млн лет назад соответственно.

ОБСУЖДЕНИЕ

Щелочные граниты месторождения Арыскан по возрасту сопоставляются с такими же гранитами ряда других редкометальных месторождений, с которыми они группируются в пределах общей металлогенической зоны Кандатского разлома. Так, щелочные граниты Окуневского месторождения имеют возраст 485 млн лет, месторождения Радуга – 469 млн лет, месторождения Попереченское – 465 млн лет [10, 11]. Но это не единственные проявления щелочного магматизма такого возраста в регионе. Близкие оценки (455 млн лет) были получены для нефелиновых сиенитов и щелочных гранитов Чавачской группы интрузий

(неопубликованные данные) и для щелочных сиенитов Сайбарского массива [12], расположенных соответственно к югу и северу от Кандатской группы массивов. Эти оценки позволяют ограничить время проявления раннепалеозойского редкометального щелочногранитоидного магматизма в Восточном Саяне и прилегающих к нему территориях интервалом между 485 и 445 млн лет. Пример Арысканского месторождения показывает, что проявления такого магматизма не были одноактными и могли повторяться в том или ином районе.

Подобное развитие редкометального магматизма вполне согласуется с формированием раннепалеозойской Алтае-Саянской магматической области, охватывающей также территорию Восточного Саяна. Эта область возникла в связи с аккреционными и постаккреционными процессами, сформировавшими Алтае-Саянскую складчатую систему. Область объединяет многочисленные крупные гранитоидные плутоны преимущественно гранодиорит-плагиогранитного и гранитного состава, возникшие между 500 и 480 млн лет [13] и совокупно представляющие гигантский батолит площадью более 200 000 км² [14]. Наряду с породами, типичными для зон конвергенции, в строении области широкое развитие получили также породы внутриплитной спецификации: пикриты, высокотитанистые субщелочные и щелочные габброиды [15]. Магматизм этого типа особенно широко проявился на постаккреционной стадии развития территории и связывается с воздействием мантийного плюма на литосферу молодой складчатой области [15, 16], вызвавшим, с одной стороны, ее масштабное плавление и, с другой, внедрение мантийных магм. Подобно щелочным гранитам базитовый магматизм также проявлялся в виде ряда импульсов. Так, практически одновременно с образованием пород Арысканского района произошло внедрение монцогаббродиоритов Башкымугурского массива (465 млн лет) и камптонитов (444–446 млн лет), прорывающих его породы [17]. Подобное согласование проявлений щелочных и основных пород позволяет предполагать, что щелочной магматизм в пределах раннепалеозойской Алтае-Саянской магматической области контролировался мантийной активностью.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работы выполнены в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802. Геохронологические исследования выполнены в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437) и государственной темы НИР FMUW-2022-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А., Козловский А.М., Никифоров А.В., Травин А.В. Состав, источники и механизмы формирования редкометальных гранитоидов позднепалеозойской Восточно-Саянской зоны щелочного магматизма (на примере массива Улан-Тологой) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 515–536.
2. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Никифоров А.В., Кудряшова Е.А., Хертек А.К. Возраст и состав Дугдинского массива щелочных пород (Восточный Саян): к оценке закономерностей проявления позднепалеозойского редкометального магматизма в юго-западном складчатом обрамлении Сибирской платформы // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 33–41.
3. Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сугорокова А.М., Анисимова И.В. Раннепермский возраст нефелиновых сиенитов Коргодабинского массива (Сангиленское нагорье, Тува) // ДАН. 2019. Т. 485. № 2. С. 194–197.
4. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н., Филина Н.П. Rb-Sr изохронное датирование щелочных гранитов юго-восточной Тувы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 917–923.
5. Никифоров А.В., Хертек А.К., Козловский А.М. Sm-Nd изотопная система в породах и минералах Арысканского редкометального месторождения. Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород / Российская конференция по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 232–235. ISBN 978-5-88918-052-4 2018
6. Костицын Ю.А., Алтухов Е.Н. Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитоидов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb-Sr изотопных и геохимических исследований // Геохимия. 2004. № 3. С. 243–253.
7. Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных пород Северо-Восточной Тувы. Москва: Наука, 1970. 258 с.
8. Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Сырицо Л.Ф., Бочаров В.Н. U-Pb (ID-TIMS) датирование высокоурановых метамиктизированных цирконов: новые возможности известных подходов // Петрология. 2021. Т. 29. № 6. С. 656–667.
9. Mattinson J.M. Zircon U-Pb chemical abrasion “CA-TIMS” method: combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // Chem. Geology, 2005. V. 220. P. 47–66.
10. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. Возраст, состав и источники пород и руд Окуневского флюорит-лейкофанового месторождения (Западный Саян): К оценке вклада магматизма в формирование рудной минерализации // Геология рудных месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 37–61.
11. Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Травин А.В. Состав и возраст флюорит-бериллиевое месторождения Радуга, Западный Саян: к проблеме оценки металлогенических перспектив территории // ДАН. 2019. Т. 488. № 3. С. 53–58.
12. Vorontsov A.A., Izoh A.E., Yarmolyuk V.V., Komaritsyna T.Y., Nikiforov A.V., Perfilova O.Y., Dril S.I., Rizvanova N.G., Dushkin E.P. Evolution of Syenite Magmas: Insights from the Geology, Geochemistry and O-Nd Isotopic Characteristics of the Ordovician Saibar Intrusion, Altai-Sayan Area, Russia // Minerals. 2021. 11. 473. <https://doi.org/10.3390/min11050473>
13. Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Загорная Н.Ю. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
14. Владимиров А.Г., Гишпер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // ДАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 795–798.
15. Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
16. Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2011. № 12. С. 1957–1973.
17. Гишпер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В., Белоусова Е.А., Шарыгин В.В., Конц З. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочно-базальтоидного комплекса западного Сангилен на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.

AGE OF ALKALINE ROCKS FORMATION IN THE AREA ARYSKAN RARE-METAL DEPOSIT, EASTERN SAYAN

A. V. Nikiforov^{a, #}, A. A. Ivanova^b, Academician of the RAS V. V. Yarmolyuk^a, E. B. Salnikova^b,
Corresponding Member of the RAS A. B. Kotov^b, A. M. Kozlovskaya^a, A. K. Khertek^c, Y. V. Plotkina^b,
E. A. Kudryashova^a, O. L. Galankina^b, and N. A. Polyakov^a

^aInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation

^bInstitute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

^cTuvian Institute for Exploration of Natural Resources, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Kyzyl, Russian Federation

[#]E-mail: usn2007b@yandex.ru, nikav@igem.ru

The age relationships between the alkaline rocks from the region of the rare-metal (Y, REE, Nb, Ta) Ayskan deposit have been determined. Metamict zircon with high content of U, Th was used as a geochronometer. A dedicated treatment protocol was used for sample preparation for geochronological U–Pb (ID TIMS) studies. Dating of zircon from alkaline granites of the Ayskan and nearby Astyg massifs showed that their formation occurred almost simultaneously, 448 ± 1 and 446 ± 1 million years ago, respectively. The supposed genetic relationship of alkaline granites with the accomodating alkaline-feldspar syenites formed 472 ± 2 million years ago (zircon, U–Pb, ID TIMS), has not been confirmed.

Keywords: rare-metal granites, rare-metal deposit, metamict zircon, U-Pb ID TIMS, East Sayan