Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 9, с. 1298—1313

УДК 552.3+551.2

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ЭФФУЗИВЫ ХАМСАРИНСКОГО ТЕРРЕЙНА (*Тува*) КАК ИНДИКАТОРНЫЙ КОМПЛЕКС

С.И. Школьник[1], А.В. Иванов[1], Л.З. Резницкий[1], Е.Ф. Летникова[2], Хё Хаю[3], Ю Хиоланг[3], Ли Юджин[3], И.А. Вишневская[2], И.Г. Бараш[1]

[1]*Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, Лермонтова, 128, Россия*

[2]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

[3]*Institute of geology and geophysics, Chinese academy of sciences, 100029, Beijing, Beitucheng West Road, 19, China*

Приведены результаты геохимических и U-Pb изотопных исследований риолит-порфиров хамсаринской свиты. По геохимическим особенностям эффузивы относятся к подтипу A_2 анорогенных внутриплитных вулканитов, источником расплава которых является континентальная кора. Методом SIMS по цирконам из двух проб установлен U-Pb возраст 463.9±2.8 и 461.7±3.1 млн лет. Проведено сопоставление с субэффузивными гранитоидами огнитского комплекса в граничащем с Хамсаринским террейном Бирюсинском блоке Шарыжалгайского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Граниты идентичны по возрасту хамсаринским эффузивам и близки с ними по геохимической специфике. Хамсаринская свита отнесена к «запечатывающим» комплексам и маркирует верхнюю временную границу аккреции террейнов складчатого пояса и сочленения их с Сибирской платформой.

Эффузивы, U-Pb *возраст, аккреция, Хамсаринский террейн.*

MIDDLE ORDOVICIAN EFFUSIVE ROCKS OF THE KHAMSARA TERRANE (*Tyva*) AS AN INDICATOR COMPLEX

S.I. Shkol'nik, A.V. Ivanov, L.Z. Reznitsky, E.F. Letnikova, He Hyaiyu, Y Zhiqlang, Li Youjueen, I.A. Vishnevskaya, and I.G. Barash

Felsic rocks of the Khamsara terrane in Tyva (southern Siberia) have been studied in terms of major- and trace-element compositions and U–Pb isotope geochronology. The Khamsara Formation rocks have compositions of A_2-subtype within-plate anorogenic volcanics derived from molten continental crust and SIMS U–Pb zircon ages of 463.9 ± 2.8 and 461.7 ± 3.1 Ma of two rhyolite porphyry samples. The Khamsara volcanics are compared with subvolcanic granitoids of the Ognit complex in the Biryusa terrane (Sharyzhalgai basement inlier of the Siberian craton) adjacent to the Khamsara terrane. The volcanics and the granites are coeval and share compositional similarity. The Khamsara Formation is interpreted as a cap complex that marks the upper age bound of the accretionary-collisional events when amalgamated terranes in this part of the Central Asian orogen accreted to the Siberian craton.

Volcanic rocks, U–Pb *age, accretion, Khamsara terrane*

При палеогеодинамических реконструкциях алтае-саянской части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в ряду комплексов островных дуг выделяется крупная Кузнецко-Тувинская или Кузнецко-Таннуольская венд-кембрийская островодужная система, протягивающаяся от Озерной зоны Монголии через Западный Саян в Кузнецкий Алатау, Горный Алтай и Салаир [Парфенов и др., 1993; Берзин, Кунгурцев, 1996]. Более поздними тектоническими процессами система была фрагментирована, разделена на разобщенные сегменты. Крайний восточный фрагмент, выделявшийся как Таннуольско-Хамсаринский сегмент, иногда рассматривается в качестве самостоятельной островодужной системы [Гордиенко, 2004; Монгуш и др., 2011б]. В свою очередь, Таннуольско-Хамсаринский сегмент разделяется на собственно Хамсаринскую и Таннуольскую зоны, которые также могут считаться субтеррейнами или террейнами [Берзин, Кунгурцев, 1996; Кузьмичев, 2004; Монгуш и др., 2011б].

Альтернативные представления развиты авторами работ [Воронцов и др., 2008; Воронцов, Сандимиров, 2010], исследовавшими эффузивы хр. Кропоткина, в значительной мере в Хамсаринском террейне (или хамсаринской свите). По комплексу геохимических параметров эффузивы отнесены преимущественно к внутриплитному типу, а вулканизм связывается с девонским рифтогенезом.

В дальнейшем для Хамсаринской зоны мы используем термин «террейн», принимая его в следующих пределах. В восточной части Хамсаринского террейна его северная граница — Главный Саянский

© С.И. Школьник✉, А.В. Иванов, Л.З. Резницкий, Е.Ф. Летникова, Хё Хаю, Ю Хиоланг, Ли Юджин, И.А. Вишневская, И.Г. Бараш, 2017

✉e-mail: sink@crust.irk.ru

DOI: 10.15372/GiG20170903

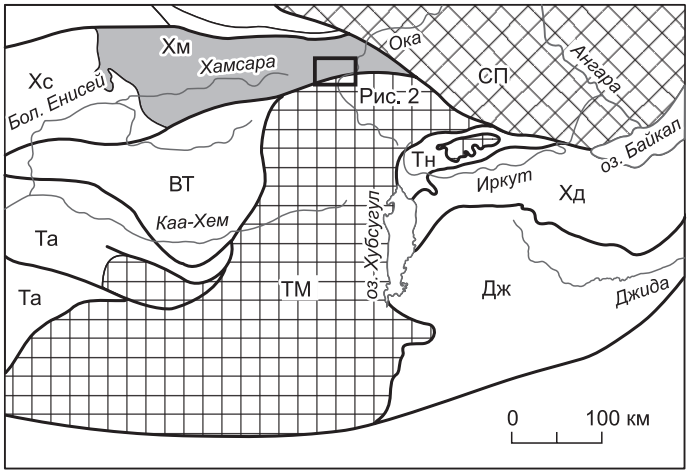

Рис. 1. Принципиальная схема террейнов Байкал-Хубсугульского региона (с использованием данных А.Б. Кузьмичева [2004] и А.А. Монгуша с соавторами [2011б].

Террейны: Хс — Хемчикско-Сыстыгхемский, Хм — Хамсаринский, ВТ — Восточно-Тувинский, Та — Таннуольский, Тн — Тункинский, Хд — Хамардабанский, Дж — Джидинский. ТМ — Тувино-Монгольский массив, СП — Сибирская платформа.

разлом, отделяющий террейн от южного краевого выступа фундамента Сибирской платформы; на юге он граничит с Тувино-Монгольским массивом (палеомикроконтинентом) по Азасско-Жомболокскому разлому, имеющему признаки шовной сутуры — тела серпентинитов [Кузьмичев, 2004], а также по разлому с Восточно-Тувинским задуговым террейном. Западная граница менее определенна. В схеме [Монгуш и др., 2011б] западнее Хамсаринского располагается Хемчикско-Сыстыгхемский террейн (рис. 1).

Хамсаринский террейн насыщен интрузиями гранитоидов, и строение его слоистых толщ реконструировано по ксенолитам и крупным блокам среди гранитов. В составе толщ выделяется ряд предположительно докембрийских свит (шутхулайская, балыктыгхемская, монгошинская, дибинская), сложенных в разной степени метаморфизованными пара- и ортопородами. Среди них амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы и кристаллосланцы, зеленые сланцы, метакарбонатные породы. Они несогласно перекрываются существенно вулканогенной, практически неметаморфизованной, хамсаринской свитой, до сих пор считающейся нижнекембрийской [Монгуш и др., 2011б; Государственная…, 2012]. Такая геологическая позиция хамсаринской свиты показывает, что она маркирует границу различающихся этапов в геологическом развитии региона. Следовательно, оценки возраста и палеогеодинамической обстановки накопления толщи имеют существенное значение для корректировки эволюционной модели соответствующей части ЦАСП, но именно по указанным вопросам сохраняются принципиальные разногласия. В связи с этим нами проведены изотопно-геохронологические и геохимические исследования кислых эффузивов хамсаринской свиты, результаты которых изложены в предлагаемой статье.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ХАМСАРИНСКОЙ СВИТЕ

Хамсаринская свита, нередко упоминаемая как серия или просто толща, в качестве отдельного подразделения выделена в 60-х годах прошлого века в бассейнах рек Хамсара и Сыстыг-Хем [Пелепягин, 1975]. В ходе разномасштабных геолого-съемочных работ породы свиты прослежены на восток в бассейн р. Ока по блокам-ксенолитам среди гранитоидов. Принадлежность к хамсаринской свите устанавливалась по сходству пород и фрагментов разрезов со стратотипом. В сводном разрезе свиты выделяются две пачки или подсвиты, разделенные толщей карбонатных и известково-силикатных пород переменной мощности. Нижняя подсвита, иногда называемая порфиритовой, сложена преимущественно эффузивами основного и среднего составов, среди которых преобладают андезитовые порфириты. Присутствуют также андезибазальты, базальты, дациты, изредка риолиты. В верхней подсвите («порфировой») заметно больше, а местами преобладают кислые эффузивы, их туфы и игнимбриты, встречаются карбонатные, в том числе органогенные, и терригенные породы в маломощных прослоях и линзах среди эффузивов.

В некоторых блоках-ксенолитах отмечались метаморфические породы уровня фации зеленых сланцев — хлорит-серицитовые, эпидот-актинолитовые сланцы и их известковистые разновидности, но принадлежность их к хамсаринской свите однозначно не установлена. Такие же сомнения можно высказать относительно одного из ксенолитов, в породах которого были обнаружены археоциаты. На основании этой находки возраст всей свиты считается нижнекембрийским. Породы хамсаринской свиты прорываются гранитоидами, большинство которых отнесено к огнитскому и таннуольскому комплексам, хотя в пределах развития свиты их возраст не определялся и геохимических характеристик для сопоставления с петротипами комплексов не получено.

Нами исследовались выходы хамсаринской свиты вблизи юго-восточного ограничения Хамсаринского террейна по притокам р. Ока — рекам Сайлаг и Мундарга (рис. 2). Эта часть террейна представляет собой узкий клин между Сибирской платформой и Тувино-Монгольским массивом, ограниченный

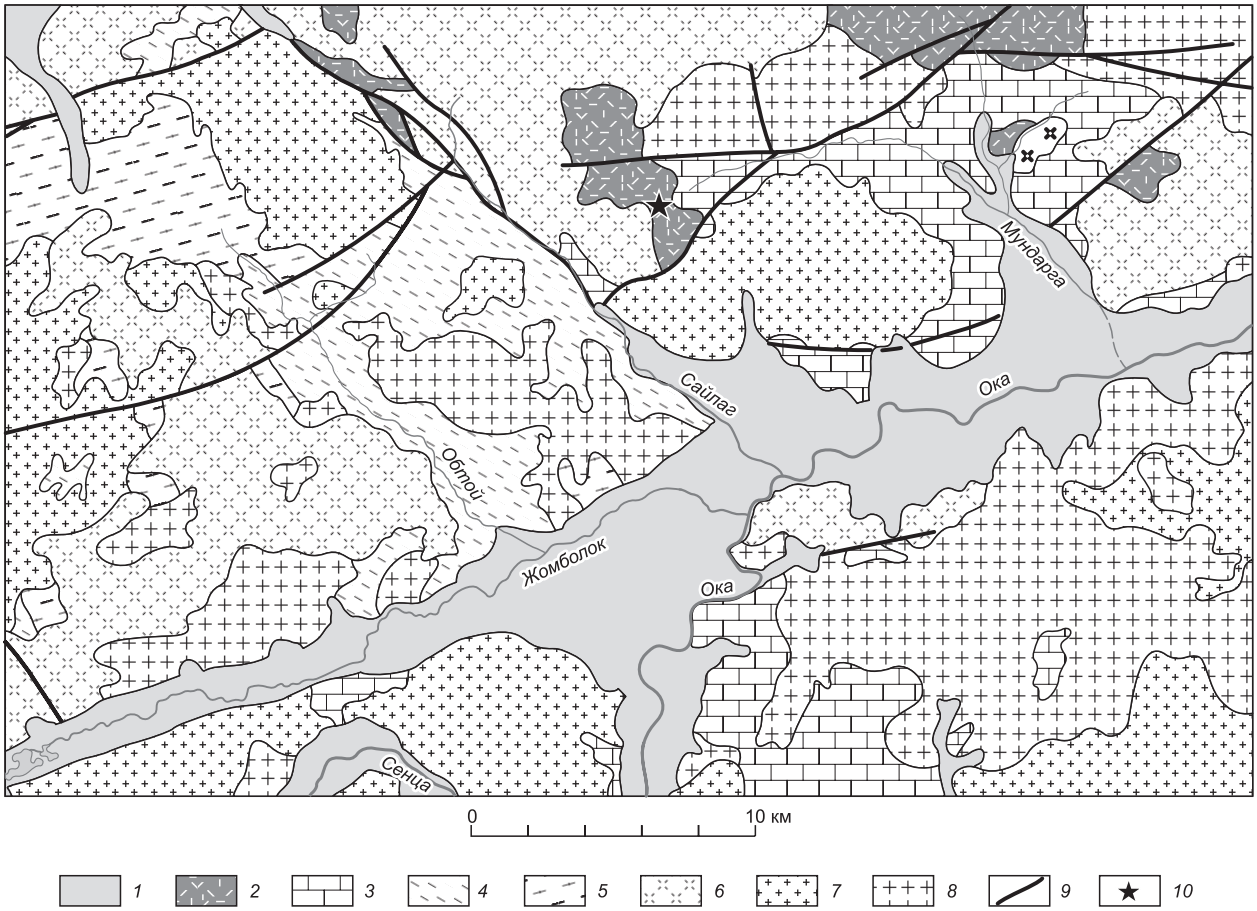

Рис. 2. Схематизированная геологическая карта района рек Ока и Жомболок, по [Пелепягин, 1975].

1 — кайнозойские отложения, *2* — хамсаринская свита, *3* — монгошинская свита, *4* — балыктыгхемская свита, *5* — шутхулайская свита, *6* — гранитоиды огнитского комплекса, *7* — гранитоиды таннуольского комплекса, *8* — протерозойские гранитоиды, *9* — разломы, *10* — место отбора проб для изотопного датирования.

Главным Саянским и Азасско-Жомболокским разломами. Наиболее детально опробован крупный блок-ксенолит (~2×7 км), сложенный преимущественно кислыми эффузивами (т. е., очевидно, верхней подсвитой) с преобладанием зелено-серых и вишневых риолит-порфиров. Для выделения циркона были выбраны две пробы ОК-55 и ОК-71 (52º51′26.3″ N; 99º40′32.4″ E).

Проба ОК-55 — вишневый риолит-порфир, макроскопически массивный с афанитовой основной массой. Микроструктура матрикса микрофельзитовая, в шлифах видна флюидальность по распределению тонкой вкрапленности серицита. Возможно, в основной массе содержалось стекло, впоследствии девитрифицированное. Фенокристы размером от 0.1—0.3 до 2—3 мм, редко 5—7 мм составляют около 25—30 % объема породы. Они представлены идиоморфными и субидиоморфными, иногда как бы оплавленными кристаллами кварца и полевого шпата. В последних часто наблюдаются срастания плагиоклаза и калиевого полевого шпата, напоминающие пятнистые грубые пертиты.

Проба ОК-71 — зеленовато-серый риолит-порфир, содержащий не менее 30—40 % разноразмерных фенокристов. Основная масса макроскопически афанитовая и массивная, микроструктура фельзитовая. Под микроскопом очень заметна флюидальность, выраженная вытянутыми тонкими (нитевидными) скоплениями серицита. Среди фенокристов, сильноварьирующих по размерам, полевого шпата немного больше, чем кварца. Многие зерна полевого шпата также пятнистые — срастания плагиоклаза и калиевого полевого шпата, но встречаются кристаллы плагиоклаза с «раскисленной» каймой. В базальтах и андезитах, содержащих темноцветные минералы, помимо девитрификации и серицитизации наблюдаются хлоритизация и эпидотизация, при сохранении магматических структур [Пелепягин, 1975; Воронцов, Сандимиров, 2010]. В целом постмагматические изменения в эффузивах относятся к типу зеленокаменных, обычных для палеотипных пород. Признаков структурно-метаморфических преобразований, появляющихся при региональном метаморфизме, не наблюдается.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания петрогенных компонентов определялись методом классической «мокрой химии», а концентрации редких элементов — рентгенофлуоресцентным методом на волнодисперсионном спектрометре S8 TIGER (Bruker AXS, Германия). Концентрации REE, U, Th, Cs установлены методом ICP-MS, детали методики описаны в [Panteeva et al., 2003]. Измерения проведены на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce с использованием международных и российских стандартов (BHVO-2, RCM-1, JG-2 и другие). Ошибка определения содержаний не превышает 10 %. Все анализы получены с использованием материально-технической базы центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Предварительная пробоподготовка и выделение акцессорного циркона проводились в ИЗК СО РАН по стандартной методике (концентрационный столик, магнитная сепарация, тяжелые жидкости и ручная отборка из концентратов). Отобранные зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу.

U-Pb измерения выполнены в Институте геологии и геофизики Китайской академии наук (Пекин) с применением масс-спектрометра с вторичной ионизацией CAMECA ims-1280HR. Для измерения использовалась гибридная динамическая многоколлекторная схема, описание которой, включая конфигурацию прибора и условия измерений, описана подробно в статье [Liu et al., 2015]. Возраст рассчитывался, используя макрос Isoplot 3.0 для Excel [Ludwig, 2003].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ ХАМСАРИНСКОЙ СВИТЫ

Кислые эффузивы хамсаринской свиты, за единственным исключением, характеризуются сравнительно узким интервалом содержаний SiO_2 = 73—76 и (Na_2O+K_2O) = 6.3—9.2 мас. %. Фигуративные точки вулканитов на классификационной диаграмме TAS (рис. 3, *а*) [Le Maitre, 1989] располагаются большей частью в полях риолитов и трахириолитов, единичные пробы отвечают риодацитам и дацитам, а на диаграмме Nb/Y—Zr/TiO_2 (см. рис. 3, *б*) все пробы попадают в поле риолитов. Для большей части пород характерны умеренные содержания MgO и высокая железистость (FeO*/(FeO*+MgO) = 0.73—0.96) (рис. 4, *а*). Повышенные содержания щелочей (см. рис. 4, *б*) позволяют относить исследуемые вулканиты к щелочно-известковой и известково-щелочной сериям. Большая часть пород характеризуются крайне низкими содержаниями Ba (менее 100 г/т), для некоторых проб содержание этого элемента ниже предела обнаружения (табл. 1), и Sr (36—120 г/т). Типичны умеренные концентрации Th (14—18 г/т) и повышенные U, Zr, Hf, Nb, Y (табл. 1). Характерными особенностями вулканитов являются высокие содержания суммы редкоземельных элементов (REE) (260—467 г/т), слабофракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n$ = 8—14) и резко выраженная отрицательная аномалия Eu (Eu/Eu* = 0.12—0.35) (рис. 5, *а*). На мультиэлементной диаграмме (см. рис. 5, *б*) составы вулканитов образуют субпараллельные спектры распределения с хорошо выраженными отрицательными аномалиями Ba, Nb, Ta, Sr, P и Ti и положительными Th, Zr.

Химический состав кислых вулканитов, в частности повышенные концентрации щелочей, высокие железистость и содержания, соотношения высокозарядных элементов (HFSE), а также REE в соче-

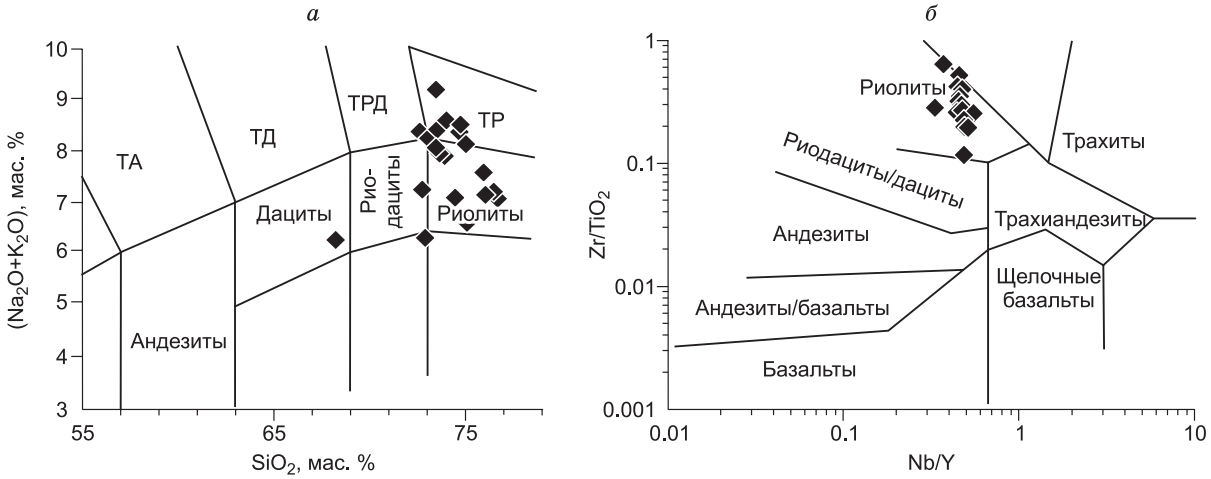

Рис. 3. Классификационная диаграмма (Na_2O+K_2O)—SiO_2 [Le Maitre, 1989] (*а*) и Zr/TiO_2–Nb/Y [Winchester, Floud, 1977] (*б*) для кислых вулканитов хамсаринской свиты.

ТА — трахиандезиты, ТД — трахидациты, ТРД — трахириодациты, ТР — трахириолиты.

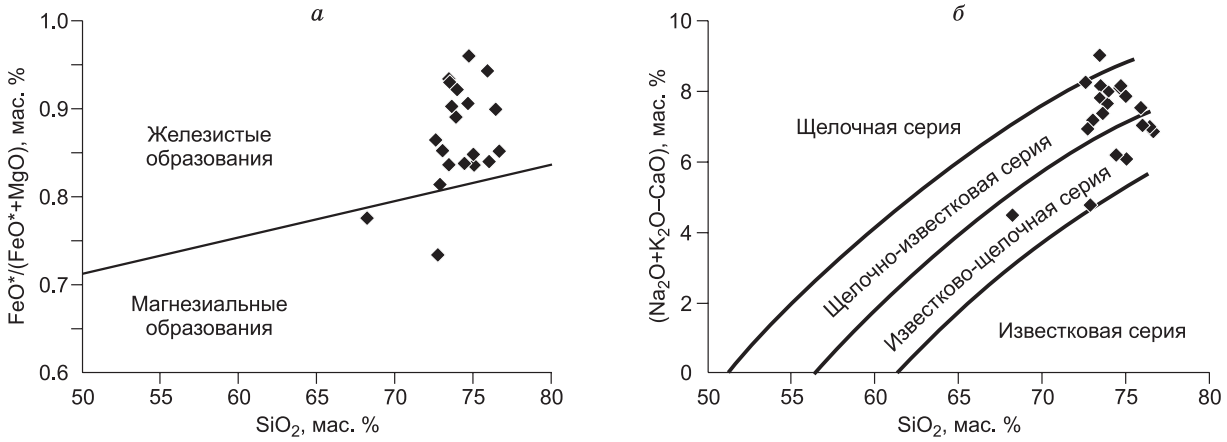

Рис. 4. Классификационные диаграммы FeO*/(FeO*+MgO)—SiO_2 (*а*) и (Na_2O+K_2O—CaO)–SiO_2 (*б*) [Frost et al., 2001] для кислых вулканитов хамсаринской свиты.

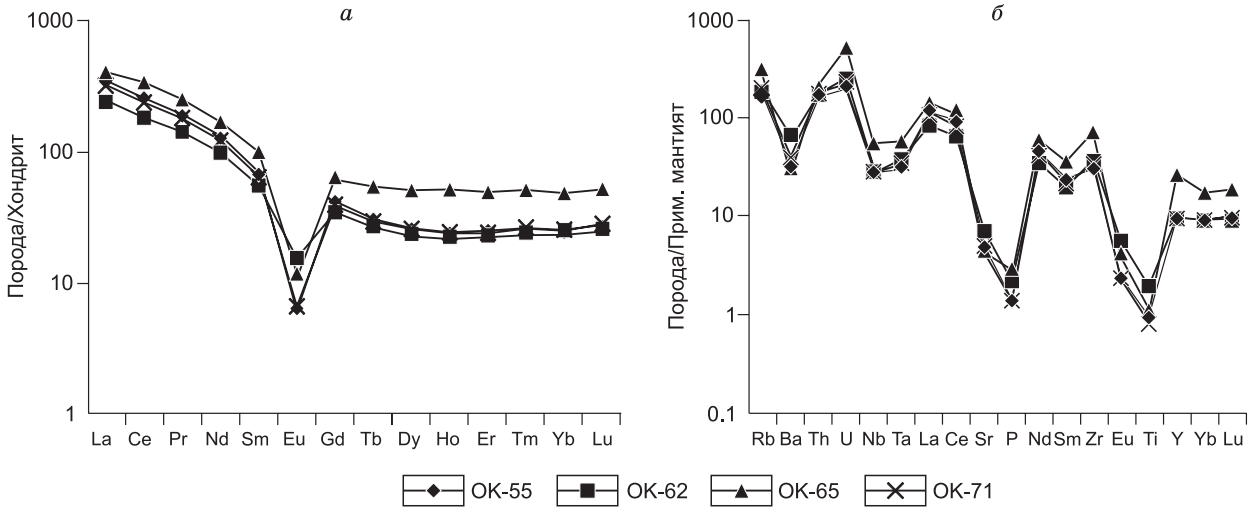

Рис. 5. Спектры распределения редкоземельных (*а*), нормализованные по хондриту [Sun, McDonough, 1989], и редких элементов (*б*), нормализованные по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], для кислых вулканитов хамсаринской свиты.

тании являются типичными характеристиками гранитов *А*-типа. На дискриминантных диаграммах точки составов кислых эффузивов хамсаринской свиты стабильно располагаются в полях внутриплитных и анорогенных гранитоидов (рис. 6, 7). Как уже отмечалось, по данным работ [Воронцов и др., 2008; Воронцов, Сандимиров, 2010], большая часть вулканитов основного и среднего составов классифицируется так же, как внутриплитные.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ U-Pb ИССЛЕДОВАНИЙ

Выделенные из обеих проб цирконы практически идентичны. Они представлены бледно-желтыми идиоморфными и субидиоморфными кристаллами короткостолбчатого габитуса ($K_{удл}$ до 1.5—2.0, редко больше), иногда дипирамидальными и их обломками. Кристаллы в большинстве формируются тетрагональной призмой (110), иногда комбинацией с призмой (100) и гранями пирамиды (111). Размер кристаллов до 150 мкм, очень редко больше. Для измерений была отсеяна фракция более 60 мкм. У цирконов почти всегда хорошо выражена осцилляционная зональность, характерная для магматической генерации (рис. 8, *а*, *б*). Результаты анализа цирконов из двух проб риолит-порфиров представлены в табл. 2. Для них характерны невысокие концентрации U и Th (139–625 и 91–581 соответственно), а отношения Th/U, варьирующие от 0.53 до 1.6, в целом типичны для цирконов магматического происхож-

Таблица 1. **Содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в вулканитах хамсаринской свиты**

Компонент	ОК-52	ОК-53	ОК-54	ОК-55	ОК-56	ОК-57	ОК-58	ОК-59	ОК-60	ОК-61
SiO_2	72.64	73.49	73.08	76.70	74.70	73.55	73.94	74.02	76.49	75.96
TiO_2	0.30	0.21	0.18	0.20	0.16	0.27	0.24	0.22	0.12	0.20
Al_2O_3	13.21	13.29	12.45	12.10	12.83	12.94	12.93	12.63	12.02	12.41
Fe_2O_3	3.21	2.00	2.03	2.02	2.16	3.27	2.90	1.71	2.59	2.44
FeO	0.64	1.03	0.78	0.44	0.86	0.65	0.75	1.05	0.45	0.78
MnO	0.12	0.03	0.10	0.02	0.05	0.03	0.03	0.06	0.04	0.04
MgO	0.55	0.20	0.45	0.39	0.29	0.27	0.41	0.22	0.31	0.18
CaO	0.11	0.14	1.05	0.22	0.26	0.25	0.24	0.58	0.22	0.05
Na_2O	2.46	4.26	2.29	3.17	4.57	3.86	3.59	4.04	3.57	3.30
K_2O	5.90	4.90	5.94	3.91	3.78	4.54	4.30	4.53	3.64	4.28
P_2O_5	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
H_2O^-	0.06	0.02	0.04	0.04	0.02	0.06	0.02	0.03	0.08	0.06
CO_2	0.68	0.05	0.71	0.61	0.28	0.31	0.57	0.28	0.44	0.43
F	0.35	0.41	0.97	0.30	0.33	0.15	0.41	0.55	0.30	0.18
П.п.п.	0.04	0.04	0.06	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.05	0.04
Сумма	100.31	100.09	100.16	100.14	100.31	100.18	100.36	100.02	100.35	100.37
Rb	250	180	240	140	144	175	190	200	130	160
Sr	60	36	100	70	60	75	60	45	65	75
Ba	120	—	30	160	—	—	66	—	250	150
Y	65	47	67	44	65	54	55	60	81	66
Zr	650	500	680	440	670	520	540	624	750	640
Nb	32	24	33	22	31	28	27	28	30	30
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sc	10	8	—	—	6	9	8	6	—	—
Cr	40	60	50	65	110	95	70	80	100	72
V	7	16	9	15	17	19	18	10	17	18
Ni	7	8	7	7	7	7	6	7	7	7
Zn	110	84	110	65	77	78	82	110	120	100
Pb	40	32	28	20	37	35	28	30	38	44
La	79	80	82	**80.24**	87	68	76	80	60	96
Ce	150	160	170	**155.35**	160	126	136	154	140	170
Pr	Не опр.	Не опр.	Не опр.	**16.75**	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Nd	56	66	66	**59.82**	67	52	56	60	50	67
Sm	Не опр.	Не опр.	Не опр.	**10.17**	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Eu	«	«	«	**0.37**	«	«	«	«	«	«
Gd	«	«	«	**8.48**	«	«	«	«	«	«
Tb	«	«	«	**1.12**	«	«	«	«	«	«
Dy	«	«	«	**6.48**	«	«	«	«	«	«
Ho	«	«	«	**1.35**	«	«	«	«	«	«
Er	«	«	«	**4.12**	«	«	«	«	«	«
Tm	«	«	«	**0.63**	«	«	«	«	«	«
Yb	«	«	«	**4.11**	«	«	«	«	«	«
Lu	«	«	«	**0.67**	«	«	«	«	«	«
Th	21	15	19	**14.24**	17	20	22	17	22	18
U	3	3	5	**4.17**	4	4	4	4	8	7
Cs	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1.76	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
$(La/Yb)_n$	«	«	«	13.99	«	«	«	«	«	«
Eu/Eu*	«	«	«	0.12	«	«	«	«	«	«

Окончание табл. 1

Компонент	ОК-62	ОК-63	ОК-64	ОК-65	ОК-66	ОК-67	ОК-68	ОК-69	ОК-70	ОК-71
SiO_2	68.26	74.76	75.10	72.92	75.05	72.78	73.67	73.49	74.48	76.06
TiO_2	0.40	0.19	0.23	0.23	0.16	0.24	0.30	0.21	0.22	0.17
Al_2O_3	16.02	12.73	12.34	11.85	11.93	13.24	12.42	13.23	11.72	11.91
Fe_2O_3	1.79	2.15	3.04	2.90	2.27	3.16	3.24	2.58	2.76	2.33
FeO	1.66	1.18	0.45	0.65	0.88	0.33	0.44	0.56	0.74	0.65
MnO	0.09	0.05	0.06	0.20	0.03	0.06	0.06	0.06	0.10	0.03
MgO	0.94	0.13	0.62	0.74	0.52	1.14	0.36	0.56	0.62	0.52
CaO	1.81	0.34	0.54	1.56	0.26	0.32	0.57	0.24	0.91	0.12
Na_2O	2.70	4.42	3.68	1.83	2.60	2.56	3.50	3.11	2.71	2.44
K_2O	3.59	4.07	2.94	4.50	5.52	4.69	4.44	4.94	4.39	4.71
P_2O_5	0.05	0.03	0.03	0.07	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
H_2O^-	0.08	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04
CO_2	2.81	0.00	0.90	1.31	0.58	1.31	0.40	0.89	0.88	0.70
F	0.21	0.30	0.28	1.21	0.10	0.29	0.41	0.00	0.65	0.24
П.п.п.	0.04	0.03	0.03	0.08	0.07	0.05	0.08	0.06	0.04	0.03
Сумма	100.44	100.38	100.27	100.08	100.01	100.26	99.98	99.99	100.31	99.94
Rb	140	150	151	230	340	250	175	190	180	160
Sr	120	36	90	55	36	55	60	65	85	65
Ba	550	–	325	174	–	200	92	150	470	200
Y	41	53	120	96	67	93	61	45	88	45
Zr	463	550	1200	650	670	860	590	525	890	440
Nb	20	25	55	32	30	43	30	25	42	20
Co	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sc	–	–	–	–	–	–	10	4	–	–
Cr	30	120	37	20	50	27	35	34	49	46
V	26	10	17	32	20	13	12	20	19	20
Ni	10	10	7	7	8	6	7	6	8	8
Zn	76	90	150	220	120	190	90	80	150	80
Pb	22	34	32	38	40	30	40	20	40	20
La	**56.59**	85	96	**95.32**	73	100	82	70	93	**74.83**
Ce	**110.83**	160	238	**205.21**	165	210	150	150	190	**144.26**
Pr	**12.72**	Не опр.	Не опр.	**22.40**	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	**16.10**
Nd	**45.71**	62	85	**78.16**	66	84	60	50	80	**56.42**
Sm	**8.41**	Не опр.	Не опр.	**15.12**	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	**9.68**
Eu	**0.90**	«	«	**0.68**	«	«	«	«	«	**0.38**
Gd	**7.08**	«	«	**13.11**	«	«	«	«	«	**8.06**
Tb	**1.00**	«	«	**1.99**	«	«	«	«	«	**1.08**
Dy	**5.98**	«	«	**12.79**	«	«	«	«	«	**6.52**
Ho	**1.28**	«	«	**2.92**	«	«	«	«	«	**1.38**
Er	**3.80**	«	«	**8.11**	«	«	«	«	«	**3.96**
Tm	**0.63**	«	«	**1.32**	«	«	«	«	«	**0.68**
Yb	**4.14**	«	«	**8.15**	«	«	«	«	«	**4.29**
Lu	**0.64**	«	«	**1.29**	«	«	«	«	«	**0.70**
Th	**14.77**	17	22	**17.78**	19	20	22	16	20	**14.94**
U	**5.14**	–	6	**10.95**	6	9	6	6	8	**4.59**
Cs	4.74	Не опр.	Не опр.	3.15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2.39
$(La/Yb)_n$	9.81	«	«	8.39	«	«	«	«	«	12.51
Eu/Eu*	0.35	«	«	0.14	«	«	«	«	«	0.13

Примечание. Прочерк — содержания элемента ниже предела обнаружения. Не опр. — элемент не определялся. Полужирным шрифтом выделены содержания элементов, определенные методом ICP-MS.

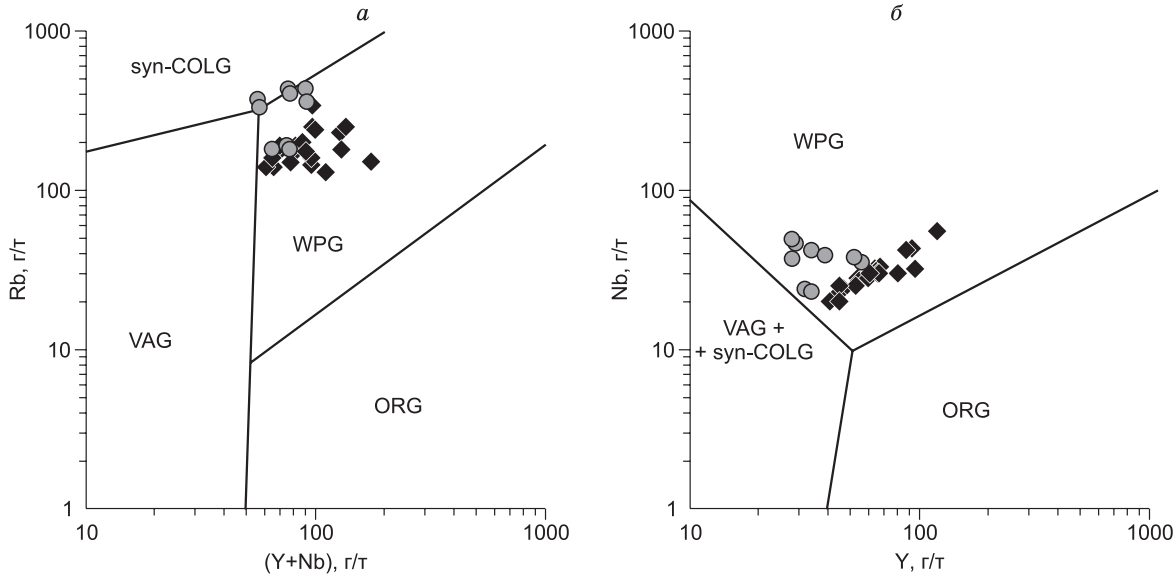

Рис. 6. Диаграммы Rb—(Y+Nb) (*а*) и Nb—Y (*б*) [Pearce et al., 1984; Pearce, 1996] для кислых вулканитов хамсаринской свиты.

WPG — внутриплитные граниты, ORG — граниты океанических хребтов, VAG — граниты вулканических дуг и активных континентальных окраин, syn-COLG — синколлизионные граниты. Здесь и далее: залитые ромбы — кислые эффузивы хамсаринской свиты, кружки — составы гранитов огнитского комплекса Бирюсинской глыбы (пояснения см. в тексте).

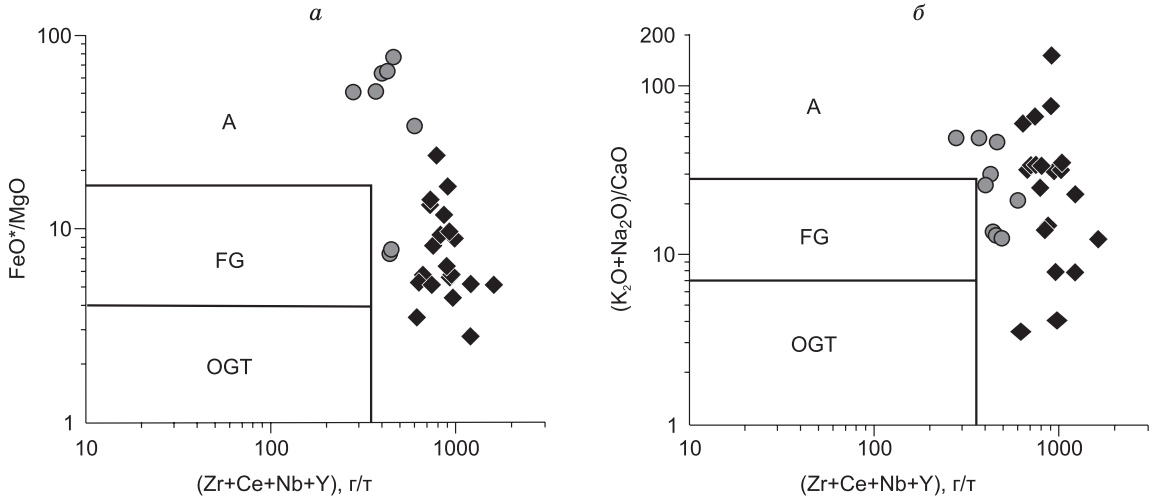

Рис. 7. Диаграммы FeO*/MgO—(Zr + Nb + Ce + Y) (*а*) и ($K_2O + Na_2O$)/(CaO)—(Zr + Ce + Nb + Y) (*б*) [Whalen et al., 1987] для кислых вулканитов хамсаринской свиты.

FG — фракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, OGT — нефракционированные граниты *M*-, *I*- и *S*-типов, *A* — граниты *A*-типа.

дения. Для каждой пробы было получено по 20 анализов изотопного состава цирконов, точки которых на U-Pb диаграмме с конкордией образуют конкордантные кластеры с возрастами 463.9 ± 2.8 и 461.7 ± ± 3.1 млн лет (рис. 9). Учитывая геохимические и морфологические особенности цирконов, указывающие на их магматическое происхождение, полученные значения отвечают времени кристаллизации эффузивов хамсаринской свиты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

До настоящего времени большинством исследователей считается, что Кузнецко-Тувинская островодужная система существовала в Палеоазиатском океане в течение венда—кембрия. В ее развитии принято выделять два этапа — венд-нижнекембрийский раннеостроводужный и позднеостроводужный,

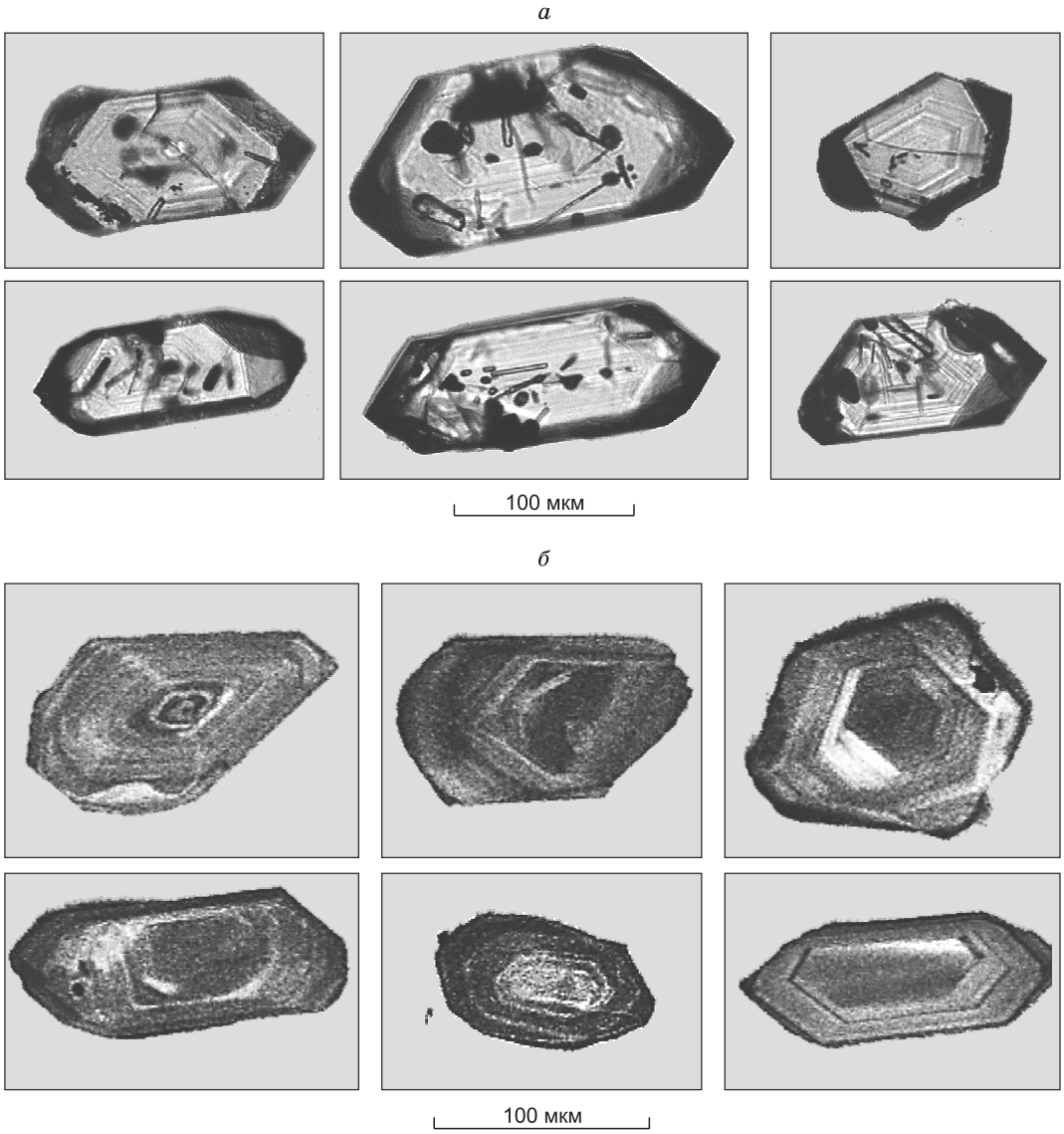

Рис. 8. Примеры кристаллов цирконов с осцилляционной зональностью из кислых эффузивов хамсаринской свиты.

а — фото в проходящем свете, *б* — катодолюминесцентное фото.

собственно кембрийский. Таннуольско-Хамсаринский сегмент относится к раннеостроводужному этапу [Берзин, Кунгурцев, 1996; Гордиенко, 2004]. Изотопно-геохронологические свидетельства временных привязок сегмента немногочисленны. В Таннуольской подзоне (террейне) для габброидов, считающихся частью офиолитового комплекса инициальной стадии развития системы, $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по амфиболу установлен возраст 578.1±5.6 млн лет [Монгуш и др., 2011а]. В целом для островодужной системы по изотопным определениям возраста островодужных гранитоидов и габброидов этапы оцениваются временными диапазонами 570—560 и 540—520 млн лет [Руднев, 2013]. Подчеркнем, что все определения возраста выполнены для объектов, находящихся за пределами Хамсаринского террейна.

Полученные нами изотопно-геохронологические и геохимические данные вместе с анализом имеющихся геологических фактов показывают, что хамсаринская свита не могла быть частью островодужной системы. Вулканиты хамсаринской свиты не испытали структурно-метаморфических преобразований и, как установлено геолого-съемочными работами [Пелепягин, 1975; Государственная…., 2008, 2012], с несогласием перекрывают метаморфизованные породы других свит. Если последние и входили в островодужную систему как часть островной дуги или отложений задуговых и преддуговых бассейнов, то они подверглись региональному метаморфизму и складчатым деформациям до излияния хамса-

Таблица 2. **Результаты U-Pb анализа цирконов из кислых эффузивов хамсаринской свиты**

№ п/п	№ точки анализа	Изотопные отношения						Rho	Возраст, млн лет					Th/U	$Pb_{общ}$, %
		$^{207}Pb/^{206}Pb$	±, %	$^{207}Pb/^{235}U$	±, %	$^{206}Pb/^{238}U$	±, %		$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	^{207}Pb*	*D*, %		
Пр. ОК-55															
1	21	0.05610	0.58	0.56991	1.61	0.0737	1.51	0.933	456±13	458±6.0	458±6.7	458±6.8	0.4	0.59	0.07
2	07	0.05584	0.54	0.56768	1.61	0.0737	1.52	0.941	446±12	456±6.0	459±6.7	459±6.9	2.9	1.06	0.08
3	01	0.05525	0.78	0.56185	1.71	0.0737	1.52	0.889	422±17	452±6.3	459±6.7	459±6.8	8.8	1.04	0.22
4	03	0.05615	0.74	0.57143	1.69	0.0738	1.52	0.898	458±16	459±6.3	459±6.8	459±6.9	0.2	0.79	0.17
5	22	0.05545	0.67	0.56650	1.65	0.0741	1.50	0.913	430±15	456±6.1	461±6.7	461±6.8	7.3	0.73	0.05
6	25	0.05602	0.60	0.57273	1.62	0.0741	1.50	0.929	453±13	460±6.0	461±6.7	461±6.8	1.8	0.59	0.03
7	14	0.05632	0.98	0.57660	1.84	0.0743	1.56	0.846	465±21	462±6.9	462±6.9	462±7.0	-0.7	0.69	0.11
8	04	0.05589	1.00	0.57233	1.80	0.0743	1.50	0.831	448±22	459±6.7	462±6.7	462±6.8	3.1	0.89	0.09
9	10	0.05611	0.58	0.57708	1.61	0.0746	1.50	0.932	457±13	463±6.0	464±6.7	464±6.8	1.6	0.66	0.11
10	12	0.05630	0.57	0.57952	1.63	0.0747	1.53	0.937	464±12	464±6.1	464±6.8	464±6.9	-0.1	0.97	0.05
11	19	0.05631	0.79	0.58050	1.70	0.0748	1.50	0.884	464±17	465±6.3	465±6.7	465±6.8	0.1	0.66	0.10
12	27	0.05639	0.59	0.58161	1.61	0.0748	1.50	0.931	468±13	465±6.0	465±6.7	465±6.8	-0.6	0.84	0.07
13	08	0.05633	0.81	0.58360	1.83	0.0751	1.64	0.896	465±18	467±6.9	467±7.4	467±7.5	0.4	1.28	0.12
14	16	0.05544	0.93	0.57711	1.82	0.0755	1.56	0.857	430±20	463±6.8	469±7.1	470±7.2	9.4	0.64	0.26
15	23	0.05584	1.11	0.58268	1.90	0.0757	1.54	0.810	447±25	466±7.1	470±7.0	471±7.1	5.5	1.18	0.12
16	11	0.05551	1.06	0.58069	1.86	0.0759	1.53	0.822	433±33	465±7.0	471±7.0	472±7.1	9.3	0.62	0.48
17	17	0.05594	1.63	0.59339	2.24	0.0769	1.54	0.686	450±36	473±8.5	478±7.1	478±7.2	6.4	0.68	0.27
18	05	0.05623	0.67	0.60317	1.64	0.0778	1.50	0.912	461±15	479±6.3	483±7.0	483±7.1	4.9	1.61	0.10
19	15	0.05598	0.67	0.55095	1.86	0.0714	1.74	0.932	452±15	446±6.7	444±7.5	444±7.6	-1.6	1.11	0.25
20	18	0.05498	0.83	0.55051	1.87	0.0726	1.68	0.896	411±18	445±6.8	452±7.3	452±7.4	10.2	0.78	0.34
Пр. ОК-71															
1	19	0.05554	1.64	0.57551	2.24	0.0752	1.52	0.679	433±36	461±8.3	467±6.9	468±7.0	7.9	0.71	0.54
2	03	0.05574	1.14	0.57446	2.01	0.0747	1.66	0.824	442±25	460±7.5	464±7.4	465±7.6	5.3	1.13	0.44
3	11	0.05565	1.43	0.58203	2.17	0.0758	1.63	0.751	438±31	465±8.1	471±7.4	472±7.5	7.7	0.61	0.24
4	27	0.05710	0.70	0.59921	1.69	0.0761	1.53	0.908	495±15	476±6.4	472±7.0	472±7.1	-4.7	0.59	0.16
5	30	0.05626	1.12	0.59712	1.87	0.0770	1.50	0.801	462±24	475±7.1	478±6.9	478±7.0	3.4	0.53	0.15
6	22	0.05614	0.82	0.58952	1.73	0.0762	1.53	0.882	457±18	470±6.5	473±7.0	473±7.1	3.4	0.86	0.14
7	04	0.05530	0.78	0.56126	1.69	0.0736	1.50	0.888	424±17	452±6.2	457±6.7	458±6.8	8.1	0.98	0.13
8	05	0.05551	0.85	0.56769	1.72	0.0742	1.50	0.870	432±18	456±6.4	461±6.7	462±6.8	6.8	0.84	0.12
9	23	0.05637	0.53	0.57781	1.61	0.0743	1.51	0.943	467±11	463±6.0	462±6.8	462±6.9	-1.0	1.01	0.10
10	29	0.05643	0.66	0.58013	1.73	0.0746	1.60	0.923	469±14	464±6.5	463±7.1	464±7.2	-1.2	0.91	0.09
11	13	0.05594	0.63	0.57862	1.76	0.0750	1.65	0.934	450±13	463±6.6	466±7.4	467±7.5	3.7	0.71	0.08
12	1	0.05649	0.85	0.57978	1.73	0.0744	1.51	0.871	471±18	464±6.5	462±6.8	463±6.9	-1.9	1.05	0.08
13	18	0.05588	0.55	0.57860	1.60	0.0751	1.50	0.938	447±12	463±6.0	466±6.8	467±6.9	4.3	0.97	0.08
14	08	0.05634	0.37	0.58335	1.55	0.0751	1.50	0.970	465±8	466±5.8	466±6.8	467±6.9	0.1	0.93	0.08
15	20	0.05607	0.61	0.57454	1.62	0.0743	1.50	0.927	455±13	460±6.0	462±6.7	462±6.8	1.5	0.84	0.07
16	06	0.05577	0.50	0.56772	1.67	0.0738	1.59	0.954	443±11	456±6.2	459±7.1	459±7.2	3.7	1.16	0.07
17	24	0.05599	0.62	0.57568	1.62	0.0746	1.50	0.925	452±13	461±6.0	463±6.7	464±6.8	2.6	1.04	0.07
18	32	0.05618	0.58	0.58630	1.61	0.0757	1.50	0.932	459±12	468±6.1	470±6.8	470±6.9	2.4	1.06	0.07
19	10	0.05585	0.54	0.56266	1.64	0.0731	1.55	0.944	446±11	453±6.0	454±6.8	455±6.9	1.9	1.05	0.06
20	21	0.05637	0.59	0.58134	1.64	0.0748	1.53	0.931	467±13	465±6.1	465±6.8	465±6.9	-0.4	0.94	0.05

Примечание. Погрешности приведены на уровне 1 σ.

* Возраст, рассчитанный по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ с учетом поправки на примесь нерадиогенного свинца, по модели [Stacey, Kramers, 1975].

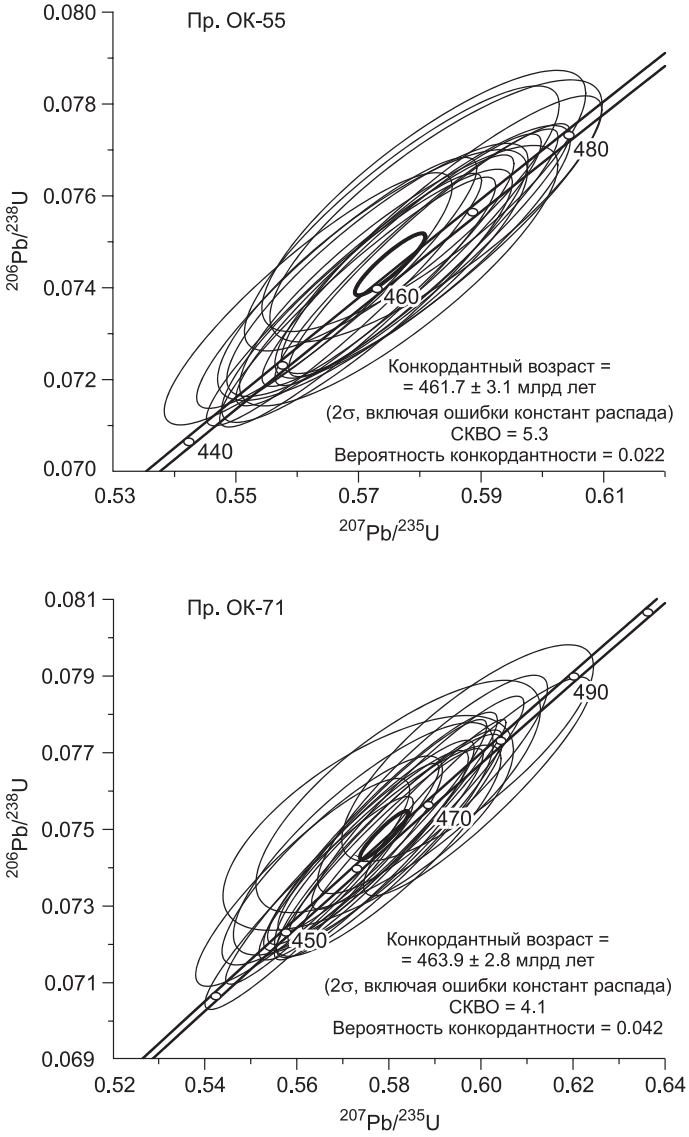

Рис. 9. Диаграммы с конкордией для цирконов из риолит-порфиров хамсаринской свиты.

ринских эффузивов. По геохимическим особенностям кислые эффузивы свиты не соответствуют островодужным породам, а типичны для внутриплитных формаций. Подчеркнем, что наши данные полностью согласуются с выводами авторов работ [Воронцов и др., 2008; Воронцов, Сандимиров, 2010], исследовавших весь спектр эффузивов свиты от базальтов и андезитов до риолитов. Наконец, достоверно установленный среднеордовикский возраст эффузивов (464—462 млн лет)[1] доказывает, что «хамсаринский» вулканизм достаточно заметно отстоит по времени от этапа заложения и становления островной дуги и отвечает совершенно другому периоду геологического развития региона. Этот период обычно рассматривается как время аккреционно-коллизионных событий в примыкающей к Сибирской платформе северной части Алтае-Саянского фрагмента ЦАСП.

Общий временной интервал становления террейнового ансамбля и его периодизация (от амальгамации или аккреции террейнов, коллизии и формирования покровно-складчатых структур, процессов метаморфизма до завершения орогенеза) устанавливаются по индикаторным, преимущественно гранитоидным, комплексам — син- и посторогенным (синпостскладчатым, синпостметаморфическим), часть из которых относится к так называемым «сшивающим» комплексам, а также непосредственно по возрасту метаморфизма, когда его удается установить, изредка по «запечатывающим» толщам, перекрывающим разные террейны. К настоящему времени по индикаторным комплексам Байкал-Хубсугульского региона накоплен большой массив изотопно-геохронологических данных.

В расположенном к западу от Тувино-Монгольского массива (палеомикроконтинента) Сангиленском метаморфическом террейне время проявления регионального метаморфизма определено в 521±12 и 507±14 млн лет по соскладчатым анатектическим и раннескладчатым гранитам [Козаков и др., 1999а]. В целом по раннепалеозойским гранитоидам, прорывающим Тувино-Монгольский массив и расположенные западнее террейны, получено много изотопных датировок, особенно по гранитоидам, которые часто объединяют в таннуольский комплекс [Козаков и др., 1999б, 2001; Кузьмичев, 2000; Руднев и др., 2004, 2005, 2006, 2009]. Систематизировавший геохронологические данные С.Н. Руднев [2013] выделяет здесь три временных периода гранитообразования, связанных с раннепалеозойскими аккреционно-коллизионными процессами, — 510—500, 480—470 и 460—450 млн лет. Близкие результаты получены и по террейнам, примыкающим к Тувино-Монгольскому массиву с востока, — Тункинскому, Хамардабанскому, Джидинскому и Китойкинскому. Синметаморфические и близкие к ним граниты хамардабанского комплекса внедрялись в интервале 510—495 млн лет [Бараш и др., 2006; Макрыгина и др., 2013; Антипин и др., 2014]; возраст синколлизионных гранитов в Джидинском террейне преимущественно в диапазоне 490—484 млн лет [Гордиенко и др., 2012]. Время проявления полифациального метаморфиз-

[1] Ранее Rb-Sr изохронным методом по породам в целом для кислых эффузивов получен заметно более молодой возраст 402.1 ±11.1 млн лет [Воронцов и др., 2008], что можно объяснить разными температурами закрытия Rb-Sr и U-Pb изотопных систем и меньшей точностью Rb-Sr метода.

ма в Тункинском террейне 487.6±4.4 млн лет, определенное $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом по плагиоклазу, отвечает постпиковому периоду, пик метаморфизма несколько древнее [Резницкий и др., 2013]. Близок возраст гранулитового метаморфизма в слюдянском комплексе и Китойкинском террейне, определенный по синфациальным с гранулитами гиперстеновым плагиогранитам-эндербитам [Котов и др., 1997; Salnikova et al., 1998; Донская и др., 2000] и непосредственно по цирконам из гранулитов [Kovach et al., 2013]. Из постколлизионных гранитоидов наиболее интересен Мункусардыкский интрузив, который относится к так называемым сшивающим комплексам, он прорывает Тувино-Монгольский массив, Тункинский и Хамардабанский террейны (т. е. уже амальгамированные) и дискордантен к метаморфической зональности, единой для Тункинского, Хамардабанского и Джидинского террейнов, причем сами граниты интрузива не метаморфизованы. Их возраст, определенный U-Pb методом по циркону, 481±2 млн лет [Резницкий и др., 2007]. Возраст преобладающих среди постметаморфических (постскладчатых) гранитоидов Хамардабанского террейна 470—469 млн лет [Котов и др.,1997; Бараш и др., 2006; Резницкий и др., 2007], но есть и более молодые [Резницкий и др., 2000]. Резюмируя, можно сделать вывод, что в рассматриваемой части ЦАСП пик аккреционно-коллизионных событий и сопряженного метаморфизма пришелся на окончание кембрия—границу с ордовиком (~ 510—495 млн лет), а в раннем ордовике (~ 480 млн лет) внедрялись уже посторогенные гранитоиды, т. е. к этому времени аккреционные процессы были уже завершены. Гранитоиды более позднего возрастного периода — 450—460 до 470 млн лет, скорее всего, формировались в другой геодинамической обстановке, уже непосредственно не связанной с орогенезом и его завершением. Характерно, что, по данным С.Н Руднева [2013], по Sm-Nd изотопным характеристикам эти граниты отличаются от более ранних. По нашим неопубликованным данным то же относится и к хамардабанским постметаморфическим гранитам с возрастом 469 млн лет. Геохимические особенности гранитоидов третьей возрастной группы обычно промежуточны между спецификой синорогенных (синколлизионных) и внутриплитных (анорогенных) гранитов. Заметим, что к близким, хотя и отличающимся относительно временных границ, выводам пришел А.А. Монгуш с соавторами [Монгуш и др., 2011б], анализируя эволюцию эндогенных процессов в Таннуольской зоне. Согласно их заключению, аккреция островодужных, задуговых, океанических и метаморфических структурно-вещественных комплексов произошла на рубеже венда—кембрия, но субдукционные процессы продолжались еще некоторое время, и до конца раннего кембрия Таннуольская зона представляла собой активную континентальную окраину.

Эффузивы хамсаринской свиты по возрасту принадлежат к третьей временной группе магматитов (средний—верхний ордовик), а по отношению к нижележащим толщам (структурно-вещественным комплексам) свита может быть отнесена к «запечатывающим» комплексам. Кислые вулканиты являются экструзивными аналогами гранитоидов, поэтому для установления источников и геодинамической обстановки их формирования могут быть использованы методы, применяемые для реконструкции последних. Геохимическими особенностями кислых вулканитов хамсаринской свиты, как указывалось, являются повышенные концентрации щелочей, высокие железистость, содержания HFSE и REE, что типично для внутриплитных анорогенных образований. Для всех исследованных пород характерны повышенные (>1.2) значения отношения Y/Nb (1.8–2.2). Согласно построениям Г.Н. Эби [Eby, 1990, 1992], такая геохимическая специфика свидетельствует о принадлежности эффузивов к подтипу A_2-гранитоидов, источником расплава для которых, скорее всего, являлись сиалические породы, т. е. генерация расплавов происходила за счет частичного плавления нижнекоровых фельзических пород. В этом отношении — коровый источник кислых вулканитов — наши выводы также совпадают с ранее сделанным заключением [Воронцов и др., 2008; Воронцов, Сандимиров, 2010]. Иначе говоря, «хамсаринский» вулканизм развивался в условиях континентальной коры, а не на океанической, как это происходит для островодужных вулканитов. Вероятно, формирование кислых вулканитов хамсаринской свиты происходило уже после коллизии и распада коллизионного орогена, возможно, в условиях начинающегося рифтогенеза [Воронцов и др., 2008; Воронцов, Сандимиров, 2010]. Добавим, что излияние вулканитов, скорее всего, происходило в субаэральной или субаквальной мелководной обстановке, на что указывает наличие в разрезе толщи слоев карбонатных пород с характерными строматолитовыми постройками, и часто носило эксплозивный характер (присутствие вулканокластитов) [Пинус, 1961].

Отдельный вопрос — время сочленения террейнов ЦАСП с Сибирской платформой и соотношение этого события с раннепалеозойским магматизмом и метаморфизмом. Существуют разные представления о последовательности и характере проявления аккреционно-коллизионных процессов в ходе становления мозаичной структуры северо-западной, прилегающей к кратону части восточного сегмента ЦАСП. В большинстве моделей процессы массовой амальгамации террейнов и их сочленение с кратоном рассматриваются как близкоодновременные или как последовательная коллизия различных террейнов к континенту [Парфенов и др., 2003]. Альтернативная модель предполагает первоначальное, независимое от кратона, формирование каледонского супертеррейна в результате аккреции системы венд-кембрийских островных дуг, задуговых бассейнов и расположенных между ними докембрийских

террейнов. Позже произошло «мягкое» причленение супертеррейна к Сибирскому кратону по сдвиговой границе трансформного типа [Ярмолюк и др., 2003]. Основанием модели послужило отсутствие признаков раннепалеозойского магматизма и метаморфизма в кратоне, которые должны были проявиться при «лобовой» коллизии с террейнами ЦАСП. Добавим, что в разных моделях верхняя временная граница аккреционных событий и сочленения с кратоном оценивается с большой неопределенностью — от верхнего кембрия до начала девона.

Действительно, в Шарыжалгайском краевом выступе фундамента Сибирской платформы в Китойском и Иркутном блоках выступа у границы с Хамардабанским и Ольхонским террейнами признаки «лобовой» коллизии отсутствуют. Не вдаваясь в детали, за объяснением можно отослать к работе Ю.А. Зорина с соавторами [2002], в которой показано, что современная граница указанных террейнов с кратоном не соответствует первоначальной на период коллизии.

Но совершенно иная ситуация складывается в Бирюсинском блоке («глыбе») — одном из крупных сегментов Шарыжалгайского выступа, с которым граничит Хамсаринский террейн. В Бирюсинском блоке широко развиты гранитоиды, относимые к раннему—среднему палеозою. Они разделены на два комплекса — бугульминский, предположительно ордовикского или силурийского возраста, и огнитский, считавшийся девонским [Карта.., 1989].

Граниты бугульминского комплекса имеют геохимические признаки постколлизионных [Абрамович и др., 2005] и, видимо, являются аналогами соответствующих гранитов в складчатом поясе. Гранитоиды огнитского комплекса варьируют по составу от диоритов, сиенитов до субщелочных и щелочных гранитов, среди них много тонкозернистых резко порфировидных разностей вплоть до собственно гранит-порфиров — субвулканических жерловых фаций. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки огнитских гранитоидов ложатся в поля внутриплитных и анорогенных пород близко к области хамсаринских эффузивов (см. рис. 6, 7). U-Pb методом по цирконам был датирован гранит из петротипического Огнитского массива. Получен возраст 458±2 млн лет [Резницкий и др., 2008], практически совпадающий с возрастом эффузивов хамсаринской свиты. К сожалению, авторы не располагают петрогеохимическими данными для гранитов, относимых к огнитскому комплексу в Хамсаринском террейне. Но для них отмечалось, что в ряде случаев наблюдались переходы к кислым эффузивам и вертикальная зональность с появлением в апикальных частях тел микрогранитов и трахириолитов [Воронцов и др., 2008]. Точно такие же взаимоотношения наблюдались Г.Я. Абрамовичем для огнитских гранитов в Бирюсинском блоке фундамента. Высока вероятность, что огнитские гранитоиды являются интрузивной гипабиссальной фацией хамсаринских эффузивов. В любом случае такое сходство показывает, что ко времени хамсаринского вулканизма, т. е. до среднего ордовика, кратон и складчатый пояс в этом сегменте ЦАСП были уже сочленены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканогенно-осадочные отложения хамсаринской свиты являются индикаторными для региона толщами, маркирующими явную смену геодинамической обстановки. Их накопление происходило на континентальной коре, скорее всего, после сочленения террейнов ЦАСП с Сибирской платформой. Полученные геохронологические данные свидетельствуют в пользу того, что аккреция террейнов ЦАСП с Сибирской платформой завершилась до среднего ордовика. В соседних с Хамсаринским террейнах выделяется серия свит (толщ), считающихся формационными аналогами хамсаринской (ирбитейская, тапсинская, сыынакская и другие), также относимых к нижнему кембрию [Монгуш и др., 2011б]. Возраст и геодинамическая идентификация этих свит нуждаются в уточнении. Не исключено, что в этих свитах, подобно хамсаринской, искусственно объединены разновозрастные (от кембрия до ордовика (?)) толщи, среди которых также могут быть среднеордовикские анорогенные эффузивы «запечатывающего» комплекса. Также очевидной задачей является получение петрогеохимических характеристик и установление возраста гранитоидов Хамсаринского террейна, предположительно относимых к огнитскому комплексу.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 15-05-05095) (геологические исследования) и РНФ № 16-17-10180 (изотопно-геохимические исследования).

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Г.Я., Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Рафиенко В.В. Петрохимические особенности и геодинамические обстановки формирования раннепалеозойских гранитоидов Бирюсинской глыбы // Геология полезных ископаемых Восточной Сибири. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 2005, с. 96—105.

Антипин В.С., Горлачева Н.В., Макрыгина В.А. Геохимия раннепалеозойских гранитоидов Прибайкалья и их геодинамическая интерпретация (хр. Хамар-Дабан, о. Ольхон) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 228—243.

Бараш И.Г., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Возрастные соотношения метаморфизма слюдянского гранулитового и хамардабанского зонального метаморфических комплексов: результаты U-Pb геохронологических исследований // ДАН, 2006, т. 409, № 3, с. 381—385.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 63—81.

Воронцов А.А., Сандимиров И.В. Девонский магматизм хребта Кропоткина (Восточный Саян) и источники базитов: геологические, геохимические и изотопные Sm-Nd данные // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (8), с. 1073—1087.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Сандимирова Г.П. Базальт-трахириолит-комендитовая ассоциация хребта Кропоткина (Восточный Саян) и проблема девонского рифтогенеза в южном обрамлении Сибирской платформы // ДАН, 2008, т. 423, № 2, с. 222—227.

Гордиенко И.В. Вулканизм различных геодинамических обстановок Центрально-Азиатского складчатого пояса // Литосфера, 2004, № 3, с. 4—16.

Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизионных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология, 2012, т. 20, № 1, с. 45—65.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-46; Абакан. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2008.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист N-47, Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб., ВСЕГЕИ, 2012.

Донская Т.В., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // ДАН, 2000, т. 347, № 1, с. 79—83.

Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М., Косарев Г.Л., Гао С.Ш. Новые геофизические данные о надвигах в Прибайкалье, Западном Прибайкалье и Центральной Монголии // Геотектоника, 2002, т. 2, с. 40—52.

Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР м-ба 1:50 000 // Под ред. Г.Я Абрамовича, Г.Л. Митрофанова, Г.В. Полякова, П.М. Хренова. М., ГУГК, 1989.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Лыхин Д.А. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1999а, т. 7, № 2, с. 173—189.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Котов А.Б., Ковач В.П. О полихронности развития гранитоидного магматизма в Тувино-Монгольском массиве: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 1999б, т. 7, № 6, с. 631—643.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001, № 3, с. 22—43.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Васильев Е.П., Казаков И.К., Яковлева С.З., Ковач В.П., Бережная Н.Г. О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология, 1997, т. 5, № 4, с. 227—239.

Кузьмичев А.Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного массива в байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2000, № 6, с. 76—92.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., ПРОБЕЛ-2000, 2004, 192 с.

Макрыгина В.А., Антипин В.С., Лепехина Е.Н., Толмачева Е.В., Горлачева Н.В. Генетические особенности и первые данные об U-Pb возрасте Солзанского гранитоидного массива Хамар-Дабан (Прибайкалье) // ДАН, 2013, т. 449, № 2, с. 210—214.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Травин А.В., Ярмолюк В.В. Офиолиты Западной Тувы — фрагмент поздневендской островной дуги Палеоазиатского океана // ДАН, 2011а, т. 438, № 6, с. 796–802.

Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектономагматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венде—раннем кембрии (на основе

геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика, 2011б, т. 52 (5), с. 649—665.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника, 1993, № 1, с. 68—78.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

Пелепягин В.И. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Восточно-Саянская, лист N-47-XXVIII. Объяснительная записка. М., Мингео СССР, 1975.

Пинус Г.В. Нежнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд-ния АН СССР, 1961, 118 с.

Резницкий Л.З., Котов А.Б., Сальникова Е.В., Васильев Е.П., Яковлева С.З., Ковач В.П., Федосеенко А.М. Возраст и продолжительность формирования флогопитовых и лазуритовых месторождений Южного Прибайкалья: результаты U-Pb геохронологических исследований // Петрология, 2000, т. 8, № 1, с. 74–86.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Бараш И.Г., Беличенко В.Г., Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Верхняя возрастная граница аккреции террейнов северо-западной части восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2007, т. 414, № 4, с. 518—522.

Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б., Абрамович Г.Я., Левицкий В.И., Котов А.Б., Бараш И.Г. Гранитоиды огнитского комплекса в Бирюсинской зоне: U-Pb возраст и геологические следствия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Иркутск, Изд-во Института географии СО РАН, 2008, с. 65—67.

Резницкий Л.З., Травин А.В., Беличенко В.Г., Школьник С.И., Бараш И.Г., Летникова Е.Ф. $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст полифациального метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // ДАН, 2013, т. 448, № 6, с. 684—688.

Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Крук Н.Н., Бабин Г.А., Борисов С.М. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Алтае-Саянской складчатой области (латерально-временная зональность и источники) // ДАН, 2004, т. 396, № 3, с. 369—373.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Шокальский С.П., Борисов С.М., Травин А.В., Левченков А.В., Терлеев А.А., Куйбида М.Л. Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитов Западного Саяна // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 2, с. 170—187.

Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Пономарчук В.А., Бибикова Е.В., Сергеев С.А., Матуков Д.И., Плоткина Ю.В., Ларионов А.Н. Каахемский полихронный гранитоидный батолит (Восточная Тува): состав, возраст и геодинамическая позиция // Литосфера, 2006, № 2, с. 3—33.

Руднев С.Н., Бабин Г.А., Пономарчук В.А., Травин А.В., Левченков О.А., Макеев А.Ф., Телешев А.Е., Шелепаев Р.А., Плоткина Ю.В. Гранитоидный магматизм Западного Саяна (этапы, состав, источники) // Литосфера, 2009, № 1, с. 23—46.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 354—359.

Eby G.N. The *A*-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristic and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115—134.

Eby G.N. Chemical subdivision of the *A*-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641—644.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rock // J. Petrol. 2001, v. 42, p. 2033—2048.

Kovach V., Salnikova E., Wang K.-L., Jahn B.-M., Chiu H.-Y., Reznitskiy L., Kotov A., Iizuka Y., Chung S.-L. Zircon ages and Hf isotopic constraints on sources of clastic metasediments of the Slyudyansky high-grade complex, southeastern Siberia: Implication or continental growth and evolution of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 18—36.

Le Maitre R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford, Blackwell, 1989, 193 p.

Liu Y., Li Q.-L., Tang G.-Q., Li X.-H., Yin Q.-Z. Towards higher precision SIMS U-Pb zircon geochronology via dynamic multi-collector analysis // J. Anal. At. Spectrom., 2015, v. 30, p. 979—985.

Ludwig K.R. Isoplot 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ. 2003, v. 4.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochim. Acta Part B: At. Spectrosc., 2003, v. 58, p. 341—350.

Pearce J.A. Sources and setting of granitic rocks // Episodes, 1996, v. 19, p. 120—125.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // J. Petrol., 1984, v. 25, p. 956—983.

Salnikova E.B., Sergeev S.A., Kotov A.B., Yakovleva S.Z., Steiger R.H., Reznitskiy L.Z. and Vasilev E.P. U-Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Sibiria // Gondwana Res., 1998, v. 1, № 2, p. 195—295.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 34, p. 207—226.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in oceanic basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 1989, v. 42, p. 313—345.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chem. Geol. 1977, v. 20, h. 325—343.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. *A*-type granites: geochemical characteristics and petrogenesis // Contr. Miner. Petrol., 1987, v. 95, p. 407—419.

Рекомендована к печати 6 декабря 2016 г.
А.Э. Изохом

Поступила в редакцию 20 мая 2016 г.,
после доработки — 20 сентября 2016 г.