

УДК 550.93:551.7/.24(571.52+517.3)

ПОСТАККРЕЦИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ В СТРУКТУРЕ ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА РАННЕКАЛЕДОНСКОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2020 г. И. К. Козаков¹*, Т. И. Киринова², М. М. Фугзан²,
Ю. В. Плоткина¹, Ч. Эрдэнэжаргал³

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

³Институт палеонтологии и геологии Академии наук Монголии, Улан-Батор, Монголия

*e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.09.2018 г.

После доработки 24.10.2018 г.

Принята к публикации 28.03.2019 г.

Рассматриваются палеозойские гранитоиды Ургамалского массива в структуре кристаллического фундамента северо-западной части Дзэбханского террейна. Для этих гранитоидов установлен возраст 463 ± 2 млн лет (U–Pb метод, ID-TIMS). Ургамалский массив расположен на границе Дзэбханского террейна с раннекаледонскими образованиями Озерной зоны. Внедрение массива происходило после сочленения Дзэбханского террейна с палеоокеаническими и островодужными комплексами Озерной зоны. По своему положению эти гранитоиды представляют собой постааккреционные образования в раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии. Близкие по возрасту и структурному положению интрузивные комплексы известны в каледонской Озерной зоне, Сангиленском блоке, Тувино-Монгольского террейне, а также в Ольхонском террейне обрамления Восточно-Сибирской платформы. Данные об особенностях геологического положения данных комплексов позволяют дать оценку времени сочленения раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии и Сибирской платформы.

Ключевые слова: U–Pb геохронология, циркон, постааккреционные гранитоиды, Дзэбханский террейн, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Сибирская платформа

DOI: 10.31857/S0869592X20020027

ВВЕДЕНИЕ

В раннекаледонской складчатой области южного обрамления Восточно-Сибирской платформы представлены фрагменты континентальных блоков с ранне- и позднекембрийским кристаллическим фундаментом и обрамляющие их зоны развития неопротерозойских и раннепалеозойских комплексов океанических бассейнов и островных дуг (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994; Kovalenko et al., 2004). Столкновение фрагментов этих комплексов сопровождалось субдукционными и обдукционными процессами, что в конечном итоге привело к аккреции этих структур в композитный супертеррейн – *раннекаледонский супертеррейн Центральной Азии*¹ (Kovalenko et al., 2004; Коваленко и др., 2005), который позднее был объединен с Восточно-Сибирской платформой в единый континент (рис. 1а). К установлению времени и механизма их сочленения существуют раз-

личные подходы. В модели формирования и развития Центрально-Азиатского складчатого пояса (Зоненшайн и др., 1990) становление супертеррейна в позднем кембрии–ордовике происходило независимо от Восточно-Сибирской платформы и их сочленение было завершено к девону. В других моделях время сочленения связывается с коллизионным процессом в интервале около 505–485 млн лет, который интенсивно проявлен в кристаллических комплексах обрамления Восточно-Сибирской платформы (Донская и др., 2000, 2013; Розен, Федоровский, 2001; Федоровский, 2004; Владимиров и др., 2008; Гладкочуб и др., 2008, 2010).

В различных по возрасту и происхождению структурах супертеррейна, как в зоне его сочленения с Восточно-Сибирской платформой, так и на значительном удалении, известны интрузивные комплексы, сформированные в интервале 460–470 млн лет (рис. 1а), то есть на 40–30 млн лет позднее времени коллизионного процесса, с которым

¹ Далее по тексту – супертеррейн.

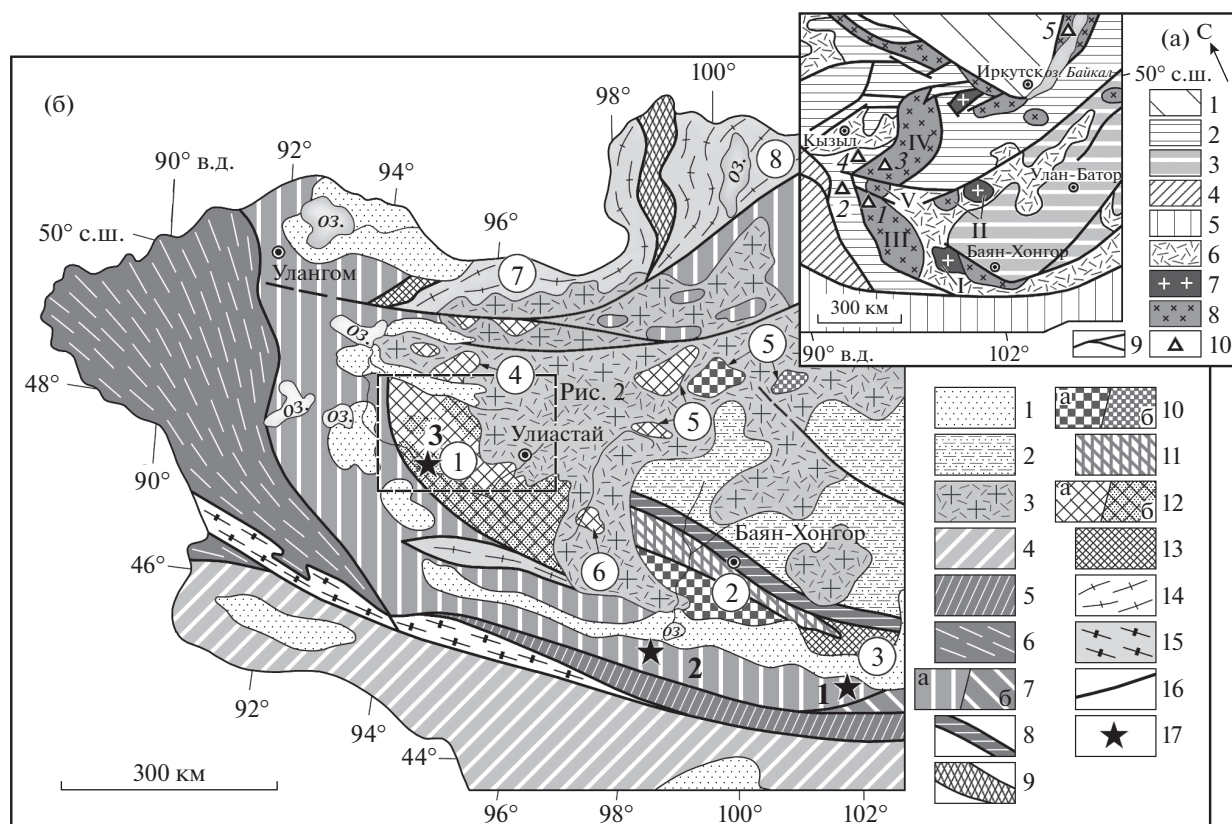


Рис. 1. (а) Схема геологического положения фрагментов докембрийской континентальной коры в структурах южного обрамления Восточно-Сибирской платформы и (б) схема положения высокоградных метаморфических комплексов в структурах Западной Монголии, с использованием (Карта..., 1989; Козаков и др., 2017).

Рис. 1а: 1 – Восточно-Сибирская платформа; 2 – ранние каледониды; 3 – толщи турбидитного бассейна среднего–позднего палеозоя; 4 – поздние каледониды; 5 – герциниды; 6 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя–мезозоя; 7, 8 – фрагменты континентальной коры с нижнедокембрийским (7) и неопротерозойским (8) основанием; 9 – главные тектонические границы; 10 – структуры, в которых установлены постаккреционные интрузивные гранитоиды с возрастными интервалами в 470–450 млн лет (по данным U–Pb метода, ID-TIMS): 1 – Ургамалская зона Дзабханского террейна, 2 – Хиргиснурский район Озерной зоны, 3 – Башкымугурский массив Сангиленского блока Тувино-Могольского террейна, 4 – позднеатлантический комплекс Каахемского полихронного батолита; 5 – Тажеранский массив Ольхонского террейна. Римскими цифрами обозначены: I – Байдарикский террейн, II – Тарбагатайский террейн, III – Дзабханский террейн, IV – Тувино-Монгольский террейн, V – Сонгинский террейн.

Рис. 1б: 1 – четвертичные отложения; 2 – турбидитные отложения девона–карбона; 3 – нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя–раннего мезозоя; 4–8 – подвижные пояса: 4, 5 – раннегерцинские подвижные пояса: 4 – палеоокеанические и островодужные комплексы Южно-Монгольской зоны, 5 – отложения континентального склона и пассивной окраины; 6 – позднекаледонские подвижные пояса Монголо-Алтайской зоны; 7 – раннекаледонские подвижные пояса: 7а – палеоокеанические и островодужные комплексы эдиакария–нижнего кембрия Озерной зоны, 7б – отложения континентального склона и пассивной окраины каледонского палеоконтинента – Гоби-Алтайской зоны; 8 – эдиакаро-неопротерозойские подвижные пояса Байанхонгорской зоны; 9 – раннеопротерозойские подвижные пояса; 10–15 – блоки кристаллических пород: 10 – нижнего докембрия (а – установленные, б – предполагаемые), 11 – нерасчлененные шельфовые и вулканические толщи Байанхонгорской зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса (поздний неопротерозой); 12–15 – метаморфические комплексы, сформированные в раннем неопротерозое (12а – обнаженные, 12б – предполагаемые под чехлом), позднем неопротерозое (13), раннем палеозое (14), позднем палеозое (15); 16 – тектонические границы, разломы; 17 – положение объектов с раннеопротерозойскими значениями возрастов: 1 – 983 ± 6 , 956 ± 3 и 954 ± 8 млн лет; 2 – 955 ± 7 млн лет; 3 – 959 ± 8 , 944 ± 6 и 930 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2017). Цифры в кружках: 1 – Дзабханский террейн; 2, 3 – блоки Байдарикского террейна: 2 – раннедокембрийский Байдарикский блок, 3 – позднеопротерозойский Тацаингольский блок; 4 – Сонгинский террейн; 5 – Тарбагатайский террейн; 6 – Отгонский блок Дзабханского террейна; 7 – Тувино-Монгольский террейн; 8 – Хамардабанский блок.

связано становление супертеррейна, включая сочленение блоков, складчатость, региональный метаморфизм, коллизионный и/или субдукционный магматизм. По отношению к структурам супертеррейна данные интрузивные комплексы

рассматриваются как постаккреционные, становление которых обусловлено внутриплитной активностью (Ярмолюк и др., 2011).

Цель настоящей работы – определение возраста и структурного положения гранитоидов Ур-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) гранитов Ургамалского массива (проба 8063)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
8063	68.93	0.25	15.91	2.6	0.062	0.75	2.4	4.98	2.78	0.12	1.01	98.78

гамалского массива, который ранее рассматривался как неопротерозойский (Геологическая..., 1982а, 1982б), завершающий становление кристаллических пород фундамента Дзабханского террейна (рис. 1б). Корреляция гранитоидов этого массива с постаккреционными интрузивными комплексами сопредельной раннекаледонской Озерной зоны и других структур южного обрамления Восточно-Сибирской платформы позволит рассмотреть проблему соотношения супертеррейна и Восточно-Сибирской платформы.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

В кристаллических образованиях фундамента северной части Дзабханского террейна (рис. 2) выделяются две зоны, различающиеся по составу породных ассоциаций и особенностям структурно-метаморфического развития: Ургамалская и Дзабхан-Мандалская (Козаков и др., 2014). Метаморфические породы обеих зон переработаны в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации. В Ургамалской зоне этот метаморфизм прогрессивный, в Дзабхан-Мандалской зоне он наложен на более ранний метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации. Метаморфические породы слагают блоки в поле гранитоидов, рассматриваемых в составе Дзабханского батолита как позднедокембрийские (Геологическая..., 1982а, 1982б). Отметим, что к данному батолиту отнесены как посткинematические массивные, так и синдеформационные гнейсовидные гранитоиды, для которых установлены различные значения возраста. Так, для гранитоидов Дзабханского батолита, внедрение которого происходило в породы Дзабханского террейна после регионального метаморфизма в интервале 810–800 млн лет назад, установлен возраст 786 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2014); в Богдоингольском блоке юго-восточной части Дзабханского террейна для посткинematических гранитоидов определен возраст 717 ± 5 млн лет (рис. 2); в блоке восточной краевой части Дзабханского террейна для гранитоидов, также рассматриваемых в составе Дзабханского батолита, получен возраст 862 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2017). В то же время для гранитоидов Богдоингольского блока, относимых ранее к позднему докембрию, установлен возраст 273 ± 1 млн лет, что дает основание рассматривать их в составе позднепалеозойского Хангайского батолита (U–Pb метод, ID-TIMS, Ярмолюк и др., 2018). В целом отнесе-

ние постметаморфических гранитоидов Дзабханского террейна к единому позднедокембрийскому комплексу (Геологическая..., 1982а, 1982б) достаточно условно.

Ургамалский массив гранитоидов (координаты: 48.45313° с.ш., 94.29655° в.д.) расположен среди гнейсов фундамента северо-западной части Дзабханского террейна (рис. 3) в зоне его сочленения с эдиакаро-кембрийскими палеоокеаническими и островодужными комплексами Озерной зоны. В массиве представлены субщелочные граниты (табл. 1), являющиеся типичными посткинematическими образованиями с массивной текстурой. Они не имеют признаков наложенных деформаций, тогда как во вмещающих породах зоны сочленения интенсивно проявлено расщепление и милонитизация, а также тектонические пластины серпентинизированных гипербазитов (рис. 3). Следовательно, внедрение этих гранитоидов происходило после деформаций, с которыми связано сочленение структур Дзабханского террейна и раннекаледонской Озерной зоны. С этих позиций данные гранитоиды можно рассматривать как постаккреционные по отношению не только к структурам Дзабханского террейна, но и к сопредельной раннекаледонской Озерной зоне (Ярмолюк и др., 2011). В гранитоидах Ургамалского массива установлены отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t) = -1.5$ и несколько более древнее, по сравнению с гранитоидами Озерной зоны, значение $t_{Nd(DM)} = 1097$ млн лет ($t_{Nd(DM-2st)} = 1336$ млн лет; табл. 2).

В Озерной зоне постаккреционные (465–440 млн лет) гранитоиды по химическому составу соответствуют известково-щелочным гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам (Ярмолюк и др., 2011). Для них характерны положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ от +6.9 до +3.1 и $t_{Nd(DM)} = 1.1-0.64$ млрд лет ($t_{Nd(DM-2st)} = 0.94-0.58$ млрд лет), что, по-видимому, отражает смешение как короткоживущих, так и долгоживущих коровых источников расплавов (Ковач и др., 2011). Их формирование может быть связано с частичным плавлением пород ювенильной “каледонской” коры при варьирующей добавке долгоживущего корового компонента. Такая добавка могла быть обусловлена тектонической расчлененностью литосферы, приведшей к совмещению блоков коры с различными изотопными характеристиками. Предполагается, что источниками расплавов постаккреционных гранитоидов Озерной зоны являлись преимущественно поро-

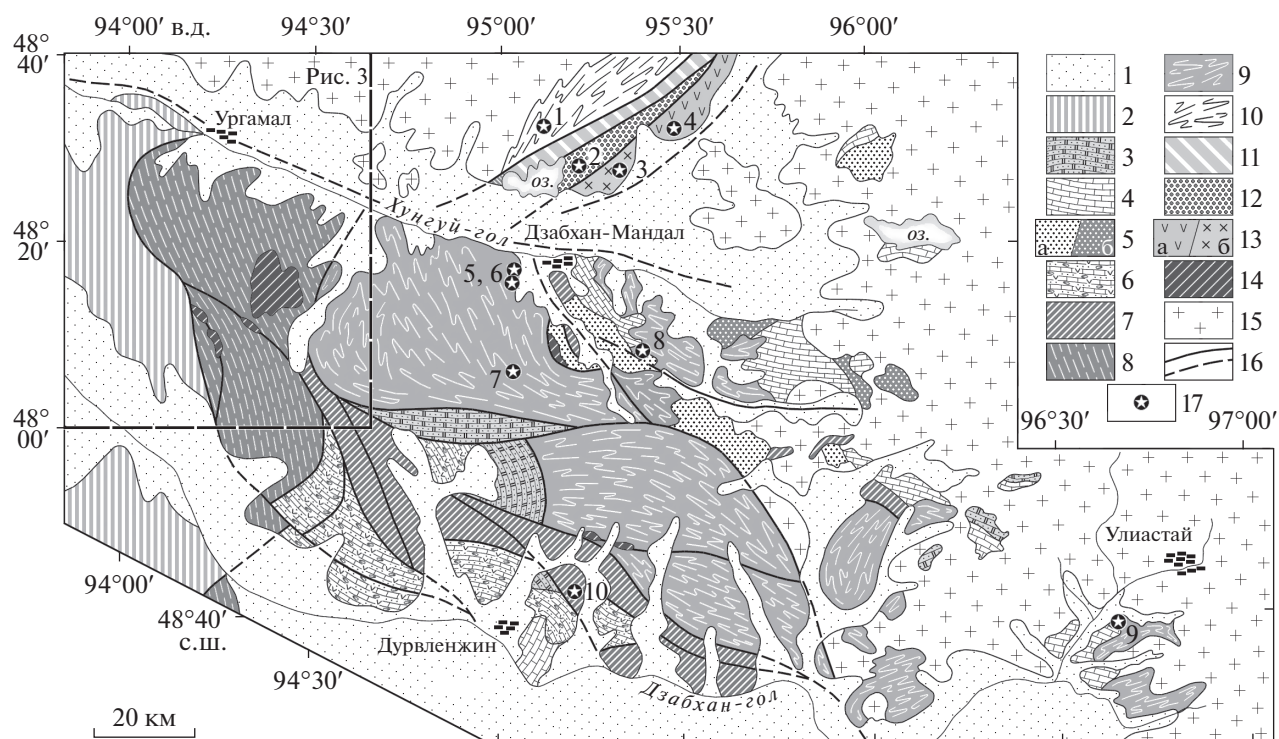


Рис. 2. Схема строения северной части Дзабханского террейна и Байннурского блока Сонгинской группы, с использованием (Геологическая..., 1982а, 1982б; Козаков и др., 2014, 2017; Ярмолюк и др., 2015).

1–9 – Дзабханский террейн: 1 – четвертичные рыхлые отложения; 2 – нерасчлененные эдиакаро-кембрийские палеоокеанические комплексы Озерной зоны; 3, 4 – толщи шельфового чехла Дзабханского террейна: 3 – известняки байннурской свиты и песчаники, гравелиты, алевролиты, известняки байннурской свиты (нижний кембрий), 4 – доломиты, известняки, кварциты цаганоломской свиты (эдиакарий); 5, 6 – породные ассоциации дзабханской серии: 5а – терригенная ассоциация (песчаники, гравелиты, конгломераты), 5б – толщи островодужной ассоциации дзабханской серии (песчаники, гравелиты, конгломераты, базальты, шаровые лавы, андезибазальты, риолиты, дациты), 6 – песчаники, гравелиты, конгломераты, базальты, андезибазальты, риолиты с фрагментами карбонатных толщ цаганоломской свиты; 7 – толщи метаморфизованных пород островодужной ассоциации (базальты, апобазальтовые сланцы, амфиболиты, апириолитовые сланцы свиты шубун; двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы (гнейсы), кварцито-гнейсы, плагиогнейсы, апобазальтовые кристаллические сланцы, амфиболиты свит шубун и ургамал; 8, 9 – кристаллический (энсиалический) комплекс: 8 – Ургамалская зона (биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, мраморы), 9 – Дзабхан-Мандалская зона (биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты, тоналит-трондьемит-гранитовый комплекс); 10–13 – Байннурский блок Сонгинского террейна: 10 – метаморфические породы байннурского комплекса (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболитовые гнейсы), 11–13 – породные ассоциации холбонурского комплекса: 11 – породы палеоокеанической ассоциации (амфиболитовые сланцы и амфиболиты (метавулканиты основного и среднего состава) с горизонтами кварцитов и прослоями кремнистых пород), 12 – породы терригенной ассоциации (аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты), 13 – породы островодужной ассоциации (а – песчаники, гравелиты, конгломераты, олистолиты, риолиты, базальты, шаровые лавы, б – Гашуннурской массив); 14 – серпентиниты; 15 – гранитоиды позднего палеозоя; 16 – разломы, тектонические границы (а – установленные, б – предполагаемые под рыхлыми отложениями); 17 – положение геохронологических проб с возрастными (млн лет): 1 – 802 ± 6 ; 2 – 790 ± 2 ; 3 – 859 ± 3 ; 4 – 888 ± 2 ; 5 – 860 ± 3 ; 6 – 856 ± 2 ; 7 – 786 ± 6 ; 8 – 862 ± 3 ; 9 – 717 ± 5 ; 10 – 959 ± 8 и 944 ± 6 .

ды ювенильной коры с варьирующей добавкой древнекорového материала (Ковач и др., 2011).

Напротив, в источниках расплава гранитоидов Ургамалского массива, по сравнению со сходными

по возрасту постааккреционными гранитоидами Озерной зоны, большее значение имела добавка древнекорového материала. В качестве таких источников могли выступать кристаллические поро-

Таблица 2. Sm–Nd данные для гранитов Ургамалского массива (проба 8063)

№ образца	Возраст гранитоидов, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млн лет	$t_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, млн лет
8063	463	5.1	36.7	0.0846	0.512222	-8.1	-1.5	1097	1336

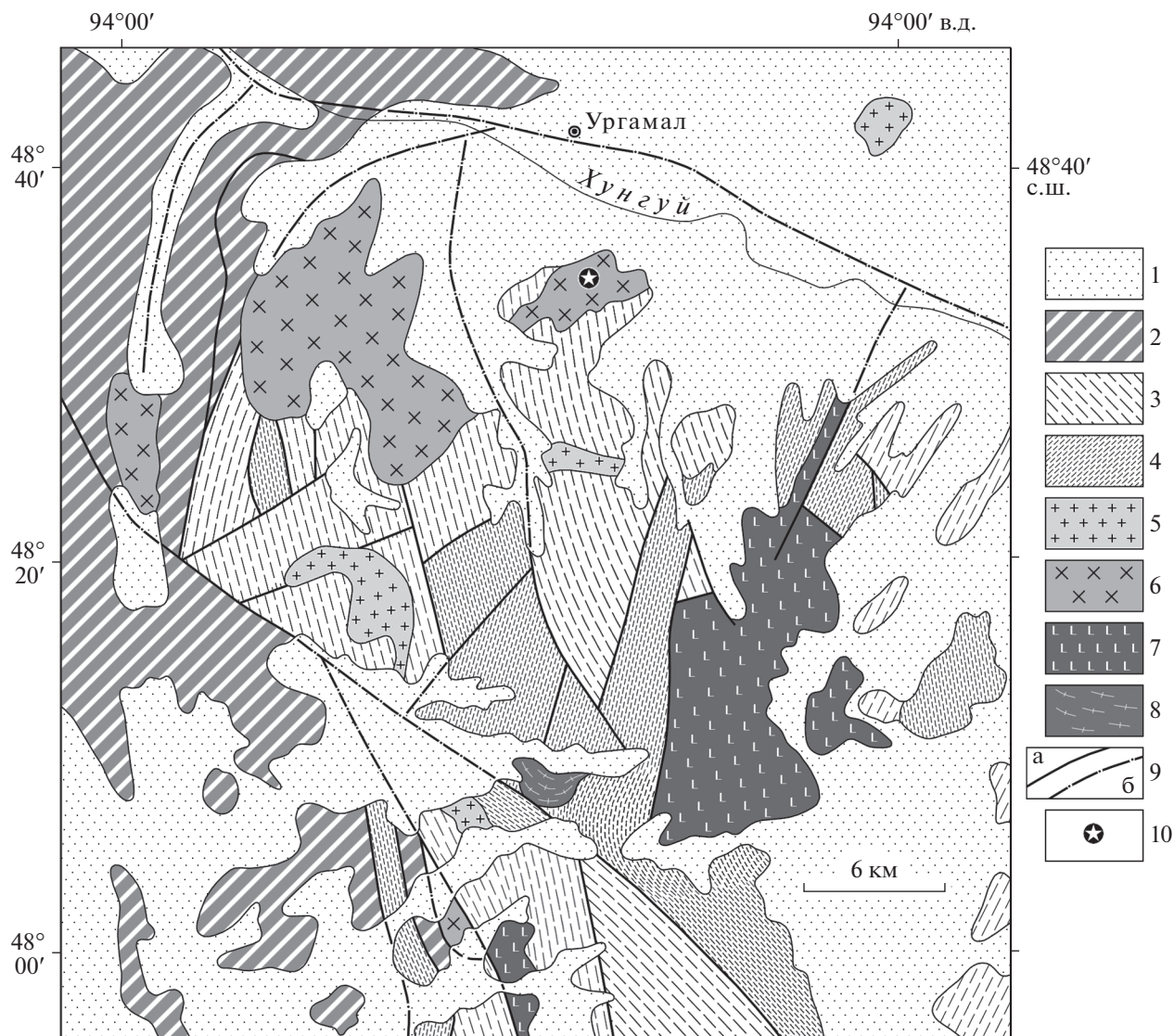


Рис. 3. Схема геологического положения Ургамалского массива (Геологическая..., 1982б; Козаков и др., 2014). 1 – четвертичные рыхлые отложения; 2, 3 – толщи шельфового чехла Дзобханского микроконтинента: 2 – нерасчлененные палеокеанические и островодужные комплексы Озерной зоны; 3, 4 – метаморфические породы Ургамалской зоны фундамента Дзобханского микроконтинента: 3 – биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, 4 – толща переслаивания мраморов, кварцитов, двуслюдяных гнейсов, амфиболитов; 5–8 – магматические породы: 5 – граниты, лейкограниты (поздний палеозой), 6 – постаккреционные граниты, гранодиориты, трондьемиты, 7 – серпентинизированные гипербазиты; 8 – милонитизированные гранитоиды; 9 – разломы, сдвиговые зоны, тектонические границы (а – в коренных выходах, б – под рыхлыми отложениями); 10 – точка отбора геохронологической пробы 8063 с возрастом 463 ± 2 млн лет.

ды фундамента Дзобханского террейна, которые характеризуются главным образом мезопротерозойскими значениями Nd-модельного возраста. Это, в свою очередь, могло быть связано со смешением ювенильных источников неопротерозойского возраста с древними коровыми (раннедокембрийскими) источниками. Последние, скорее всего, представлены ограниченно, что находит подтверждение в результатах исследования детритовых цирконов (Козаков и др., 2014).

МЕТОДИКА

U–Pb геохронологические исследования были выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON T1 в Институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН (Москва). Кристаллы циркона для U–Pb геохронологических исследований подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в соляной и азотной кислоте. Химическое раз-

Таблица 3. Результаты U–Pb изотопных исследований циркона Ургамалского массива

№ п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст (млн лет) по отношениям		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	+100	2.2	20.0	296	1822	14.913 ± 7	6.0582 ± 6	0.5147 ± 6	0.0631 ± 1	0.90	422 ± 4	395 ± 4	573 ± 5
2	+75	1.2	21.1	257	372	10.351 ± 2	4.1160 ± 4	0.5488 ± 6	0.0691 ± 1	0.84	444 ± 6	430 ± 4	516 ± 6
3	+75 СР	2.6	–	–	4223	16.707 ± 5	6.9600 ± 6	0.5723 ± 9	0.0735 ± 1	0.92	459 ± 7	457 ± 4	471 ± 5

Примечание. СР – селективное растворение.

ложение циркона и выделение U и Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Для изотопных исследований использовался трассер ^{208}Pb – ^{235}U . Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила $\pm 0.5\%$. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.05 нг U. Обработку экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Sm–Nd изотопные исследования были выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в Институте геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН (Москва). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241572$, что соответствует $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03 нг для Sm и 0.1 нг для Nd. Определение концентраций Sm и Nd проведено методом изотопного разбавления с использованием смешанного трассера $^{150}\text{Nd} + ^{149}\text{Sm}$. Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ измерены с точностью ± 0.1 и $\pm 0.005\%$ (2σ) соответственно. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd(DM)}}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2137$).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАНИТОИДОВ УРГАМАЛСКОГО МАССИВА

Акцессорный циркон пробы 8063 представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими и длиннопризматическими кристаллами размером от 100 до 200 мкм ($K_{\text{удл}} = 4.0$ – 6.0). Кристаллы огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111} в различных комбинациях (рис. 4).

Для U–Pb изотопных исследований были использованы две навески наиболее “чистых” зерен циркона из размерной фракции +100 и +75 мкм, а также циркона фракции +75 мкм, для которого было проведено селективное растворение (№ 1–3, табл. 3). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 463 ± 2 млн лет (нижнее пересечение соответствует -913 ± 240 млн лет, СКВО = 0.74) (рис. 5). Морфологические особенности циркона указывают на его кристаллизацию из расплава, следовательно, полученное значение 463 ± 2 лет млн лет можно рассматривать как оценку возраста образования гранитов Ургамалского массива.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Формирование гранитоидов Ургамалского массива с возрастом 463 ± 2 млн лет оторвано во времени от структурно-метаморфических преобразований вмещающих пород фундамента Дзбханского террейна, завершение которых фиксируют гранитоиды с возрастом 786 ± 6 млн лет. При этом становление Ургамалского массива происходило также после деформаций, определяющих сочленение Дзбханского террейна с палеоокеаническими и островодужными образованиями раннекаледонской Озерной зоны западного обрамле-

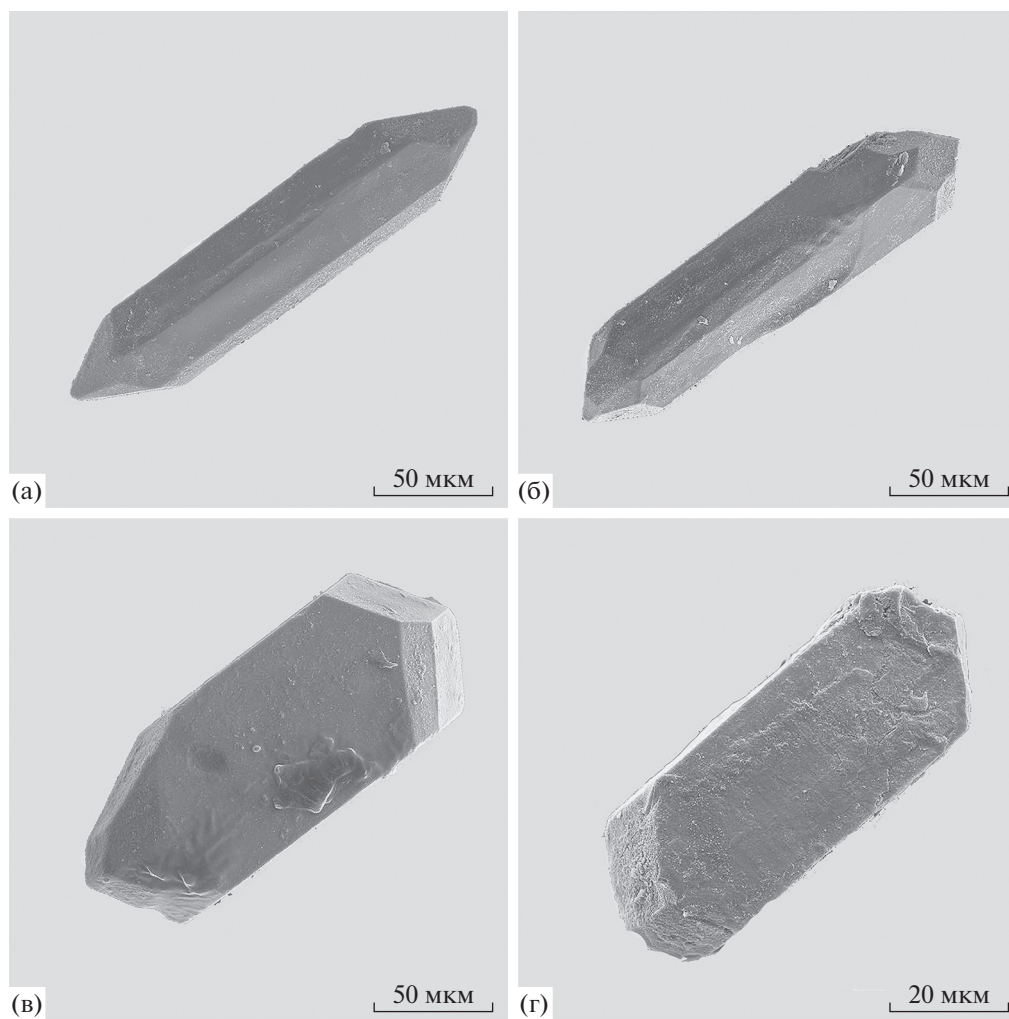


Рис. 4. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы 8063, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN в режиме вторичных электронов.

ния Дзабханского террейна, где аккреционный процесс фиксируют гранитоиды диорит-гранодиорит-плагิโอгранитовой ассоциации Хиргиснурского, Шаратологойского и ряда других массивов с возрастом около 495 млн лет (Коваленко и др., 2004; Ярмолюк и др., 2011; Руднев и др., 2015). С постаккреционным этапом в Озерной зоне связано становление гранитов, гранодиоритов и лейкогранитов Айрагнурского массива в южном борту оз. Хиргис-нур (465 ± 11 млн лет, Коваленко и др., 2004) и лейкогранитов Харанурского плутона (459 ± 10 млн лет, Руднев и др., 2009, 2015). Близкие по возрасту и структурному положению интрузивные комплексы, рассматриваемые как постаккреционные, известны также в различных структурах южного обрамления Восточно-Сибирской платформы. В Сангиленском и Ханхухэйском блоках южной части Тувино-Монгольского террейна аккреционный процесс, сопровождаемый региональным метаморфизмом и складчато-

стью, определен в интервале 505–495 млн лет, а его завершение фиксируют постметаморфические субщелочные граниты Чжаргалантского массива и дайки гранитов Эрзинского массива с возрастaми 490 ± 3 и 489 ± 3 млн лет соответственно (Козаков и др., 2001). Постаккреционные образования представлены в Башкымугурском массиве с возрастом 465 ± 6 млн лет, формирование которого связано с внутриплитными мантийными источниками (Козаков и др., 2003). Гранитоиды с близкими значениями возраста (470–450 млн лет, SIMS) установлены и в северном раннекаледонском обрамлении Сангиленского блока в поле гранитоидов Каахемского батолита (Руднев и др., 2015).

Вариации значений $t_{Nd(DM)}$ и $\epsilon_{Nd}(t)$ в сходных по возрасту постаккреционных интрузивных комплексах, по-видимому, связаны с разными пропорциями смешения ювенильной “каледонской” коры и более древнего корового материала в обла-

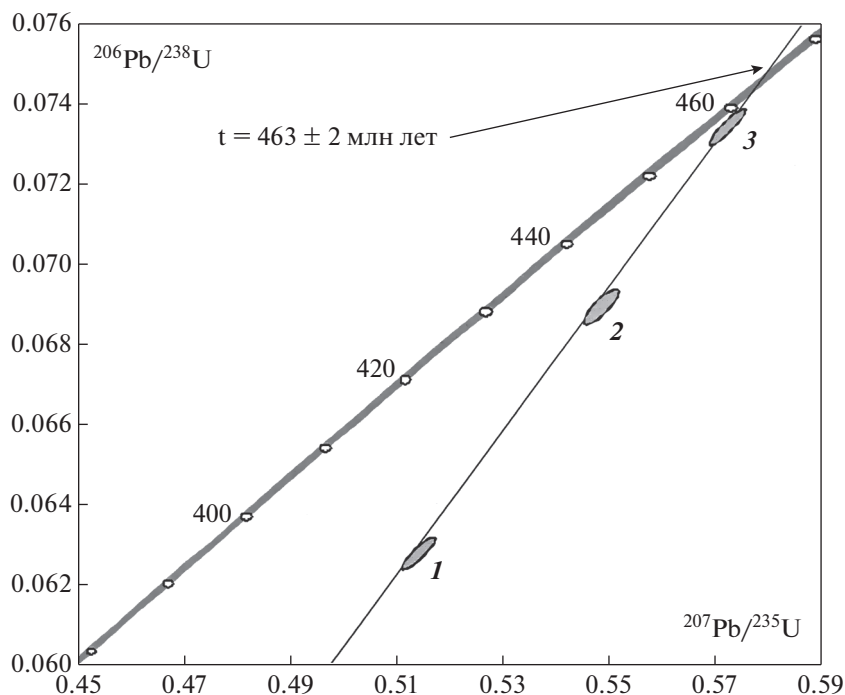


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для циркона из пробы 8063. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3.

сти формирования расплавов; последний может иметь различные изотопные характеристики в разновозрастных пространственно разобщенных структурах супертеррейна.

Следует подчеркнуть, что рассмотренные пост-аккреционные интрузивные образования в различных по происхождению и возрасту структурах раннекаледонской области не вовлекались после внедрения в структурно-метаморфические преобразования. Это отличает их от сходных по возрасту интрузивных образований в Ольхонском террейне, входящем в состав супертеррейна (рис. 1а) и расположенном в непосредственном обрамлении Сибирской платформы. Так, время аккреционного процесса в этой структуре определяют синметаморфические гранитоиды Тутайского и Южно-Ольхонского массивов с возрастными циркона 489 ± 8, 495 ± 6 и 500–490 млн лет (U–Pb метод, SIMS, Донская и др., 2013; Donskaya et al., 2017; Gladkochub et al., 2008), а также мафические гранулиты с возрастными циркона 494 ± 11 и 507 ± 8 млн лет (U–Pb метод, SIMS, Gladkochub et al., 2008). Близкие значения возраста были установлены ранее для синметаморфических гиперстеновых гранитов Ольхонского террейна с возрастом 485–494 млн лет (U–Pb метод, ID-TIMS, Бибикина и др., 1990). При этом для щелочных сиенитов Тажеранского массива Ольхонского террейна установлен возраст 471 ± 5 млн лет (U–Pb метод, ID-TIMS, Скляр и др., 2009). Таким образом, по своей структурной позиции Тажеранский мас-

сив, с одной стороны, является более поздним (на ~35–25 млн лет) по отношению к раннепалеозойским (500–480 млн лет) структурно-метаморфическим преобразованиям, определившим строение раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии. С другой стороны, в нем интенсивно проявлено наложение сдвиговых деформаций, определивших формирование зоны контакта Ольхонского террейна и Восточно-Сибирской платформы (Скляр и др., 2009; Gladkochub и др., 2010; Fedorovsky et al., 2010). Следовательно, Тажеранский массив можно использовать для оценки нижней возрастной границы интервала сочленения раннекаледонских структур супертеррейна и краевого выступа фундамента Восточно-Сибирской платформы. С этих позиций аккреционно-коллизийный процесс, определивший формирование раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии и, соответственно, раннепалеозойских метаморфических поясов в интервале около 500–480 млн лет, происходил до его сочленения с Восточно-Сибирской платформой. Об этом, в частности, свидетельствует отсутствие структурно-метаморфических преобразований этого возраста и/или синколлизийного магматизма в блоках фундамента краевого выступа Восточно-Сибирской платформы в зоне непосредственного контакта с метаморфическими поясами этого возраста (Бибикина и др., 1990; Донская и др., 2000, 2013; Donskaya et al., 2017; Диденко и др., 2003, 2009; Gladkochub et al., 2008; Рыцк и др., 2009). Кроме того, раннепалеозойские ме-

таморфические пояса известны во многих структурах супертеррейна, значительно удаленных от гипотетической раннепалеозойской коллизионной зоны его сочленения с Восточно-Сибирской платформой (Козаков и др., 2012). Раннепалеозойские метаморфические пояса южного обрамления Восточно-Сибирской платформы связаны с процессами аккреции, завершившейся в интервале около 500–480 млн лет формирование раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии. Развитие внутриплитного магматизма было связано с формированием раннекаледонского континентального супертеррейна над горячей точкой мантии, которая до аккреции располагалась в пределах Палеоазиатского океана (Ярмолюк и др., 2003, 2006).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Раннепалеозойский аккреционный процесс, в общих чертах определивший строение раннекаледонской складчатой области Центральной Азии, был связан со столкновением блоков континентальной коры, эдиакаро-кембрийских островных дуг и задуговых бассейнов и их аккрецией в единый супертеррейн, который сформировался вне границ Восточно-Сибирской платформы в интервале около 500–480 млн лет назад (Печерский, Диденко, 1992; Диденко и др., 1994). Интенсивное проявление сдвиговых деформаций, наложенных на постаккреционные образования Тажеранского массива Ольхонского террейна, дает основание предполагать, что процесс сочленения мог начаться позже 470–460 млн лет, то есть после того, как раннекаледонский супертеррейн Центральной Азии был сформирован.

Можно полагать, что объединение раннекаледонского супертеррейна с Сибирским кратоном в единый континент завершилось к девону, так как начиная с этого времени в пределах платформы и складчатого пояса формируются деформации общего плана (Зоненшайн и др., 1990).

Палеомагнитные исследования в целом подтверждают это положение и дают основание предполагать, что в позднем кембрии–ордовике каледонский блок еще не был тектонически совмещен с Восточно-Сибирским кратоном и перемещался независимо от него, а совмещение началось в конце силура и было завершено в девоне (Печерский, Диденко, 1992; Диденко и др., 1994; Bachadse et al., 2000; Куренков и др., 2002; Коваленко, 2017а, 2017б, 2018).

Особенностью каледонид южного обрамления Восточно-Сибирской платформы является проявление внутриплитного магматизма на всех этапах развития, что объясняется аккрецией венд-кембрийских структур океанического ложа (островных дуг, океанических островов, задуговых

бассейнов), произошедшей над горячей точкой мантии (Ярмолюк и др., 2011). Становление высокотемпературных (до уровня гранулитовой фации) комплексов в глубинных сечениях раннекаледонской аккреционной области в интервале 510–480 млн лет коррелируется с закрытием короткоживущих вендских бассейнов с океанической корой. Полностью эти бассейны прекратили свое существование к середине палеозоя (Диденко и др., 1994). Воздействие горячей точки мантии на характер магматизма в литосфере продолжалось и после формирования каледонского складчатой области, что, в частности, фиксирует масштабное проявление постаккреционного внутриплитного магматизма (Ярмолюк и др., 2011).

Благодарности. Авторы признательны В.В. Ярмолюку и В.П. Ковачу за консультации и конструктивные предложения, сделанные при подготовке рукописи.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00130) и РНФ (проект № 18-17-00229).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Карпенко С.В., Сумин Л.В. и др.* U–Pb, Sm–Nd, Pb–Pb и K–Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
- Владимиров А.Г., Хромых С.В., Механошин А.С. и др.* U–Pb датирование и Sm–Nd изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. АН. 2008. Т. 423. № 5. С. 651–655.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 200000, М-46-XXXV. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение “Техноэкспорт”, 1982а.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 200000, М-46-XXXVI. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение “Техноэкспорт”, 1982б.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Новые данные о возрасте и субстрате гранулитов Ольхонской коллизионной системы (Западное Прибайкалье) // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 788–793.
- Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С. и др.* Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.* Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–76.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др.* Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы // Докл. АН. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.

- Диденко А.Н., Козаков И.К., Дворова А.Б.* Палеомагнетизм гранитов Ангаро-Канского выступа фундамента Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1. С. 72–78.
- Донская Т.В., Склярв Е.В., Гладкоуб Д.П. и др.* Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.
- Донская Т.В., Гладкоуб Д.П., Федоровский В.С. и др.* Синметаморфические гранитоиды (~490 млн лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000. Ред. Яншин А.Л. М.: ГУГК СССР, 1989.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др.* Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометальных магматических пород: строение, геохронология и геодинамическое положение в каледонидах Западной Монголии // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 456–472.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Томуртого О. и др.* Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 154–174.
- Коваленко Д.В.* Геодинамическая интерпретация палеомагнитных данных по фанерозойским геологическим комплексам Монголии и Тувы // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2017а. С. 177–180.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017б. № 3. С. 88–106.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм фанерозойских геологических комплексов Монголии и Тувы // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы L Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2018. С. 875–277.
- Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии. II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 1–29.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm–Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Конвергентные границы и связанные с ними магматические и метаморфические комплексы в структуре каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 2012. № 1. С. 19–41.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др.* Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 227–246.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В. и др.* Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др.* Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Печерский Д.М., Диденко А.М.* Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1992. 298 с.
- Розен О.М., Федоровский В.С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН. 2001. Вып. 545. 188 с.
- Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др.* Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озерной зоны западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселев В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф. и др.* Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. Т. 43. № 4. С. 16–26.
- Склярв Е.В., Федоровский В.С., Котов А.Б. и др.* Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской Ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1409–1427.
- Федоровский В.С.* Геологическая карта юго-западной части Ольхонского региона. М.: ГИН РАН, 2004.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2003. Т. 389. № 3. С. 354–359.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др.* Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.
- Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др.* Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озерной зоны каледонид Центральной Азии:

I: геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 56–79.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др. Структура, возраст и условия формирования ранне-опротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 73–77.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 27. № 1. С. 79–102.

Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y. et al. Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (Southern Siberian, Russia): implication for the paleogeography of Siberia // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B6. P. 13.509–13.518.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. et al. Precollisional (≥ 0.5 Ga) complexes of the Olkhon terrane (southern Siberia) as an echo of events in the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2017. V. 42. P. 243–263.

Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V., Izokh A.E. et al. Strike-slip tectonics and mafic magmatism in the Early Paleozoic collision system of the western Baical region Russian // Geol. Geophys. 2010. V. 51. P. 534–547.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake

Baikal, Siberia) // J. Geol. Soc. London. 2008. V. 165. P. 235–246.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm–Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605–627.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. V. 4.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcommission of geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Рецензенты В.П. Ковач,
А.Б. Котов, В.В. Ярмолюк

Postaccretionary Granitoids in the Structure of Dzabkhan Terrain of the East Siberian Platform Early Caledonian Framing

I. K. Kozakov^{a, #}, T. I. Kirnozova^b, M. M. Fugzan^b, Ju. V. Plotkina^a, and Ch. Erdenegargal^c

^aInstitute of Geology and Geochronology of the Precambrian of the RAS, St. Petersburg, Russia

^bVernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the RAS, Moscow, Russia

^cInstitute of Paleontology and Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia

[#]e-mail: ivan-kozakov@yandex.ru

The Paleozoic granitoids of the Urgamal pluton in the structure of the crystalline basement of the north-western part of the Dzabkhan terrain are considered. The age of these granitoids is 463 ± 2 MA (U–Pb method, ID-TIMS). Urgamal pluton is located on the border of Dzabkhan terrain with Early Caledonian formations of the Lake zone. The intrusion of the pluton took place after the junction of the Dzabkhan terrain with paleo-oceanic and island-arc complexes of the Lake zone. By their position, these granitoids are postaccretionary formations in the Early Caledonian superterrains of Central Asia. Similar in age and structural position intrusive complexes are known in the Early Caledonian Lake zone, Sangilen Block of Tuva-Mongolian terrain, as well as in the Olkhon terrain framing the East Siberian platform. Data on the features of the geological position of these complexes allow us to estimate the time of articulation of the Early Caledonian superterrains of Central Asia and the Siberian platform.

Keywords: U–Pb geochronology, zircon, postaccretionary granitoids, Dzabkhan terrain, Central Asian orogenic belt, Siberian platform