

УДК 552.2:551.72(571.5)

## АНОРТОЗИТЫ ОЛОНХУДУКСКОГО МАССИВА БАЙДАРИКСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ВОЗРАСТ

© 2020 г. И. К. Козаков<sup>a, \*</sup>, И. В. Анисимова<sup>a</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>a</sup>, А. М. Ларин<sup>a</sup>,  
В. П. Ковач<sup>a</sup>, Ю. В. Плоткина<sup>a</sup>, А. М. Федосеенко<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,  
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

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

Поступила в редакцию 24.04.2019 г.

После доработки 20.05.2019 г.

Принята к публикации 29.05.2019 г.

Для анортозитов Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса получена оценка возраста  $1772 \pm 1$  млн лет (U-Pb метод по циркону, ID TIMS). Сходная оценка возраста ( $1784 \pm 10$  млн лет) ранее была получена для анортозитов Хунжилингольского массива Идерского блока Тарбагатайского террейна. Эти данные свидетельствуют о достаточно значимом временном разрыве (70–60 млн лет) между коллизионным процессом, определяющим становление структуры раннедокембрийских блоков Байдарикского и Тарбагатайского террейнов в интервале 1860–1850 млн лет, и внедрением анортозитов. Завершение аккреционно-коллизионных процессов и консолидация раннедокембрийского блока Байдарикского террейна определяют посткинематические субщелочные граниты с возрастом  $1825 \pm 5$  млн лет. По геохимическим характеристикам анортозиты Олонхудукского и Хунжилингольского массивов сопоставимы с типичными анортозитами древних кратонов. Sm-Nd изотопные данные указывают на смешанный источник данных анортозитов: ювенильный (мантийный компонент палеопротерозойского возраста) и коровый компонент неархейского возраста. Можно полагать, что родоначальная магма анортозитов была образована в результате значительной коровой контаминации исходной базитовой магмы. Сходство геологического положения, возраста и состава анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов позволяют отнести их к единому комплексу внутриплитных образований. Полученные для анортозитов возрастные значения совпадают с оценкой возраста рифтогенного магматизма Северо-Китайского кратона 1.8–1.75 млрд лет и временем формирования роев мафических даек  $1778 \pm 3$  млн лет (U-Pb метод, SIMS). Можно предполагать, что в конце палеопротерозоя (около 1900–1850 млн лет) рассматриваемые блоки раннедокембрийских пород входили в состав суперконтинента Колумбия (Rogers, Santosh, 2002).

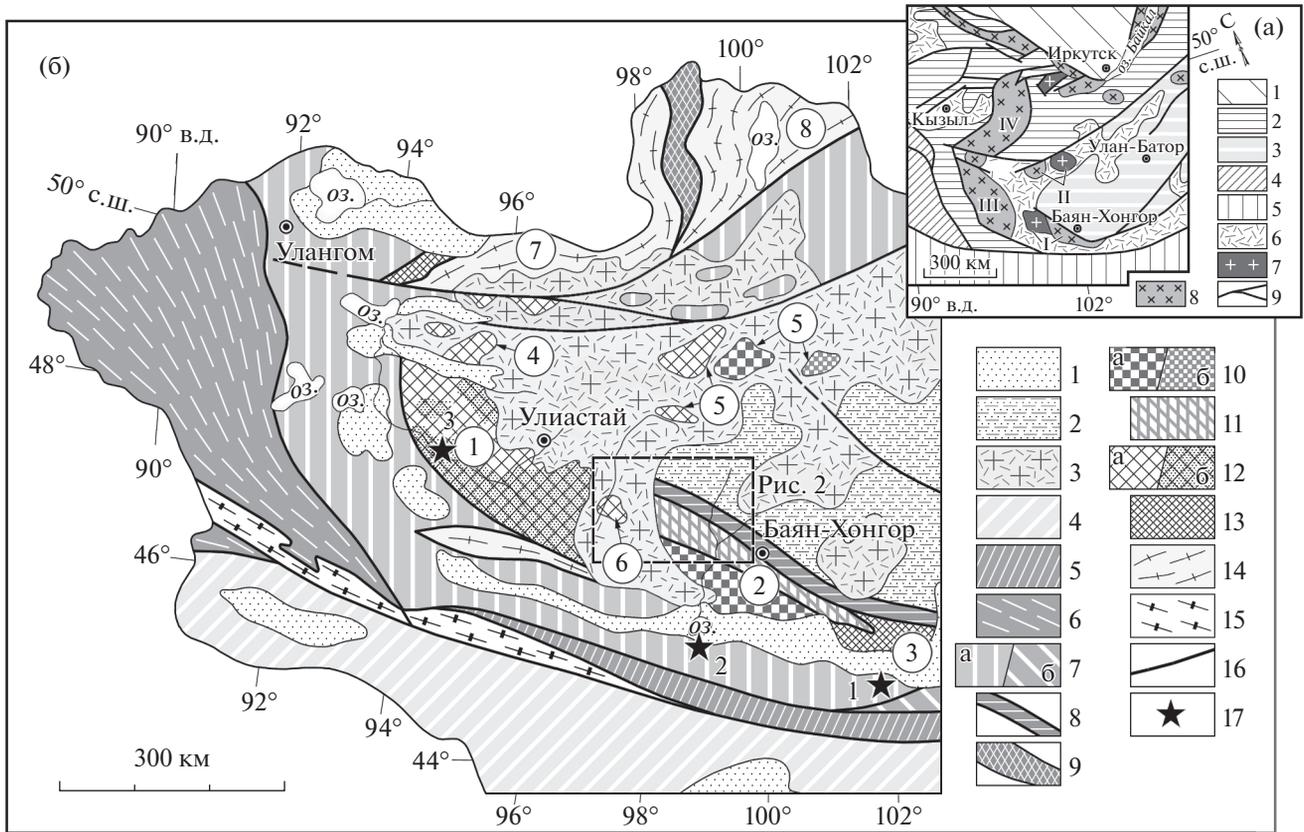
**Ключевые слова:** цирконы, анортозиты, ранний докембрий, Байдарикский террейн, Олонхудукский массив, Центрально-Азиатский складчатый пояс

**DOI:** 10.31857/S0869590320020041

### ВВЕДЕНИЕ

Крупные массивы анортозитов являются типичными магматическими образованиями раннедокембрийских структур. В пределах раннедокембрийских кратонов они формируются, главным образом, на посторогенных этапах и служат индикаторами их внутриплитной активизации. В структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса анортозиты известны в раннедокембрийских блоках Тарбагатайского и Байдарикского террейнов (рис. 1). В Тарбагатайском террейне они представлены в структурно разобщенных Хунжилингольском, Мустулинском и Ходжулингольском массивах, в

Байдарикском террейне – в Олонхудукском массиве. По своему геологическому положению Олонхудукский массив фактически определяют краевую часть раннедокембрийского блока Байдарикского террейна, так как на его северо-западном продолжении представлены неопротерозойские кристаллические породы Отгонского блока восточной окраины Дзабханского террейна (рис. 1). Все указанные массивы анортозитов расположены в поле позднепалеозойских гранитоидов Хангайского батолита (Ярмолюк и др., 2013, 2016, 2019), поэтому их объединение в составе единого массива достаточно условно. Возраст  $1784 \pm 10$  млн лет (U-Pb метод, ID TIMS) ранее определен только



**Рис. 1.** Схема геологического положения блоков докембрия в структурах южного обрамления Сибирской платформы. Составлена с использованием материалов (Зайцев, 1990; Карта ..., 1989; Козаков и др., 2017).

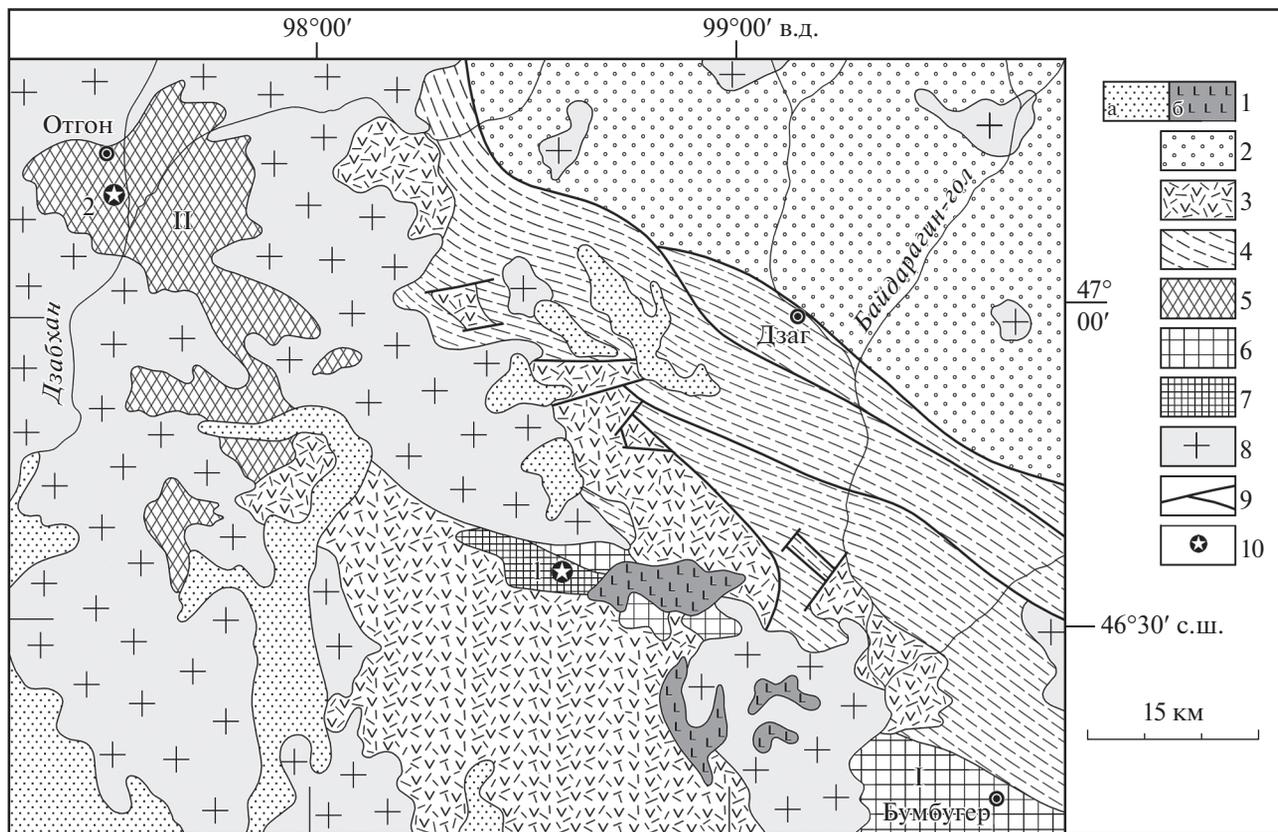
(а) – *главные тектонические структуры Центральной Азии*. 1 – Сибирская платформа, 2 – ранние каледониды, 3 – толщи турбидитного бассейна среднего–позднего палеозоя, 4 – поздние каледониды, 5 – герциниды, 6 – вулканоплутонические пояса позднего палеозоя–мезозоя; 7–8 – фрагменты континентальной коры: с раннедокембрийским (7) и неопротерозойским (8) основанием; 9 – главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: I – Байдарикский террейн, II – Тарбагатайский террейн, III – Дзабханский террейн, IV – Тувино-Монгольский террейн, V – Сонгинский террейн.

(б) – *положение высокоградных метаморфических комплексов в структурах Западной Монголии*. 1 – четвертичные отложения, 2 – турбидитные отложения девона–карбона, 3 – нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя–раннего мезозоя, 4 – палеоокеанические и островодужные герциниды Южно-Алтайской зоны, 5 – отложения континентального склона и пассивной окраины, 6 – поздние каледониды Монголо-Алтайской зоны; 7 – раннекаледонские комплексы: а – палеоокеанические и островодужные комплексы эдиакария–нижнего кембрия Озерной зоны, б – отложения континентального склона и пассивной окраины каледонского палеоконтинента – Гоби-Алтайской зоны; 8 – эдиакарий–неопротерозойские офиолиты Байанхонгорской зоны, 9 – раннепротерозойские палеоокеанические и островодужные комплексы; 10–15 – блоки кристаллических пород: 10 – раннего докембрия (а – установленные, б – предполагаемые), 11 – нерасчлененные шельфовые и вулканические толщи Байанхонгорской зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса (поздний неопротерозой), 12 – метаморфические комплексы раннего неопротерозоя (а – обнаженные, б – предполагаемые под чехлом), 13 – метаморфические комплексы позднего неопротерозоя, 14 – метаморфические комплексы раннего палеозоя, 15 – метаморфические комплексы позднего палеозоя; 16 – тектонические границы, разломы; 17 – положение выходов ортопород с раннепротерозойскими возрастами: 1 –  $983 \pm 6$ ,  $956 \pm 3$  и  $954 \pm 8$  млн лет (Demoux et al., 2009); 2 –  $955 \pm 7$  млн лет (Kröner et al., 2010); 3 –  $959 \pm 8$ ,  $944 \pm 6$  и  $930 \pm 6$  млн лет (Козаков и др., 2015, 2017). Цифры в кружках: 1 – Дзабханский террейн; 2, 3 – блоки Байдарикского террейна: раннедокембрийский Байдарикский блок (2), 3 – позднепротерозойский Тацаингольский блок; 4 – Сонгинский террейн, 5 – Тарбагатайский террейн, 6 – Отгонский блок Дзабханского террейна, 7 – Тувино-Монгольский террейн, 8 – Хамардабанский блок.

для анортозитов Хунжилингольского массива (Анисимова и др., 2009). Оценки возраста других массивов, полученные ранее по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  в цирконах термоэмиссионным методом, имеют широкий спектр значений в интервалах 1.3–1.5, 1.7–1.9 и 2.5 млрд лет (Поляков и др.,

1983; Суханов и др., 1988). Данные анортозиты являются более поздними по отношению к процессам регионального метаморфизма и складчатости.

В статье представлены данные о структурном положении и возрасте (U-Pb метод по циркону,



**Рис. 2.** Схема геологического положения Олонхудукского массива анортозитов.

1 – кайнозойские отложения: а – рыхлые отложения, б – поля базальтоидов; 2 – девонские и каменноугольные отложения Хангайского турбидитного бассейна, 3 – нерасчлененные терригенно-вулканные образования среднего–позднего палеозоя, 4 – нерасчлененные образования неопротерозойской Баян-Хонгорской офиолитовой зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса, 5 – неопротерозойские высокоградные кристаллические породы Отгонского блока Дзабханского террейна; 6, 7 – кристаллические породы раннедокембрийского фундамента Байдарикского террейна: 6 – кристаллические комплексы дорифейского фундамента Дзабханского микроконтинента, 7 – анортозиты Олонхудукского массива; 8 – нерасчлененные гранитоиды среднего–позднего палеозоя; 9 – тектонические границы, разломы; 10 – положение проб: 1 – анортозитов Олонхудукского массива ( $1784 \pm 10$  млн лет), 2 – гнейсов Отгонского блока ( $T_{Nd}(DM) = 1.19-1.18$ ,  $\epsilon_{Nd}(T) = +3.5...+3.7$ ). Римские цифры: I – Байдарикский блок, II – Отгонский блок.

ID TIMS) анортозитов Олонхудукского массива, которые позволяют определить характер соотношений фрагментов раннедокембрийской и неопротерозойской континентальной коры Байдарикского, Тарбагатайского и Дзабханского террейнов.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Олонхудукский габбро-анортозитовый массив расположен на северо-западной окраине Байдарикского террейна среди позднепалеозойских гранитов Хангайского батолита (рис. 2). Центральная часть массива сложена крупнозернистыми массивными анортозитами, а краевые части – лейкогаббро, габбро и меланократовыми габбро. Аналогичное строение имеют Хунжилингольский и Мустулинский габбро-анортозитовые

массивы (Поляков и др., 1983; Анисимова и др., 2009).

В северной части массива анортозиты прорывают кристаллические породы (гнейсы, амфиболиты, гнейсограниты) раннедокембрийского бумбугерского комплекса (Поляков и др., 1983). На магматические породы Олонхудукского массива и вмещающие их породы локально наложены низкотемпературные (не выше зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации) преобразования, не сопровождающиеся структурной переработкой.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и ряда элементов-примесей (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb, Th, Ba, Cr, Co, Ni, V) выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа, а REE (Li, Be, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Nb, Cs, Hf, Ta, Th, U) методом ICP-MS с

относительной погрешностью 5–10% в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва).

Выделение акцессорного циркона анортозита Олонхудукского массива проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 M HNO<sub>3</sub>. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэроабразивная обработка (Krogh, 1982). Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом, так и динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор <sup>235</sup>U-<sup>202</sup>Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с помощью 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 данные были получены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Навески около 100 мг растертых в пудру образцов, к которым был добавлен смешанный трассер <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd, разлагались в тefлоновых бюксах в смеси HCl + HF + HNO<sub>3</sub> при температуре 110°C. Полноту разложения проверяли под биноклем. Редкоземельные элементы были выделены посредством стандартной катионообменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200–400 меш, а Sm и Nd – с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100-150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.7219 и приведены к <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.511860 в Nd-стандарте La Jolla. Уровень холостого опыта за время исследований составлял 0.03–0.2 нг для Sm, 0.1–0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила ±0.5%, изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd – ±0.5%, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd – ±0.005% (2σ).

При расчете величин ε<sub>Nd</sub>(T) и модельных возрастов T<sub>Nd</sub>(DM) использованы современные значения

однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967) и DM по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.513151, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.21365).

## РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Акцессорный циркон из анортозитов Олонхудукского массива (проба 6582) представлен субидiomорфными полупрозрачными и прозрачными кристаллами розового и вишневого цвета. Кристаллы характеризуются призматическим обликом и огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 3, I–III). Они имеют, главным образом, однородное строение с фрагментами магматической осцилляторной зональности (рис. 3, IV–VI). В проходящем свете в некоторых кристаллах выявлены реликты унаследованных ядер. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм, коэффициент удлинения составляет 2.0–3.0.

Для U-Pb геохронологических исследований были использованы четыре микронавески циркона (8–40 зерен), отобранные из размерных фракций 50–70, 70–100, 100–150 и >200 мкм (табл. 1). При этом циркон из двух фракций был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке (табл. 1, № 2, 4). Как видно из табл. 1 и на рис. 4, изученный циркон характеризуется незначительной “прямой” ( $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ ) возрастной дискордантностью (табл. 1, № 1–3) или конкордантен (табл. 1, № 4). Значение возраста, определяемого верхним пересечением дискордии, рассчитанной для трех точек изотопного состава, соответствует возрасту  $1772 \pm 1$  млн лет (нижнее пересечение –  $62 \pm 180$  млн лет, СКВО = 0.13) и совпадает с величиной конкордантного возраста  $1773 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.53, вероятность – 0.46). Несколько правее дискордии находится точка изотопного состава циркона из размерной фракции 50–70 мкм (рис. 4; табл. 1, № 1), что, скорее всего, связано с присутствием реликтов ядер, которые не всегда удается выявить в проходящем свете. Учитывая морфологические особенности циркона из анортозита Олонхудукского массива, свидетельствующие о его магматическом происхождении, есть все основания рассматривать полученное значение возраста  $1772 \pm 1$  млн лет в качестве наиболее точной оценки возраста его кристаллизации и, соответственно, как возраст становления массива.

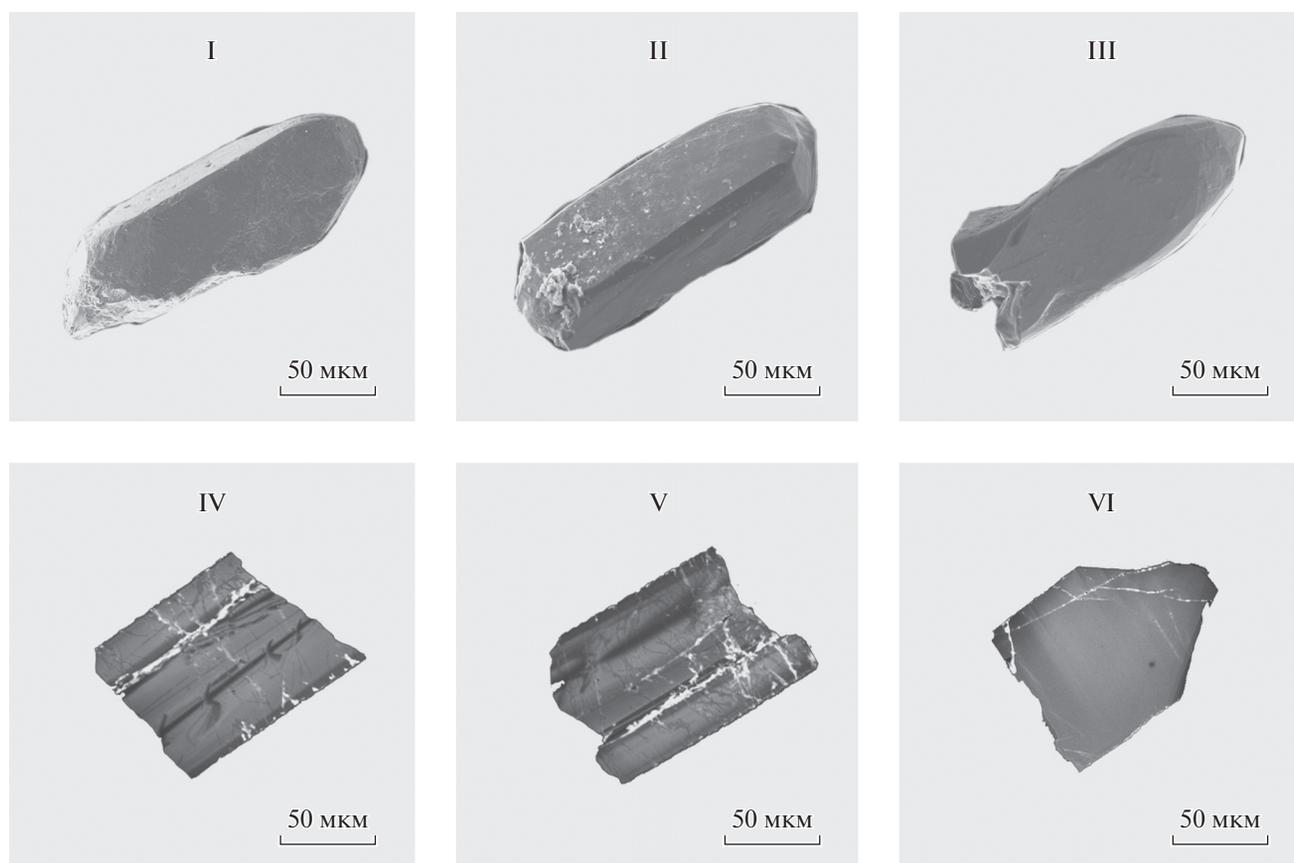


Рис. 3. Микрофотографии кристаллов циркона из пробы 6582, выполненные на сканирующем электронном микроскопе VEGA3 TESCAN: I–III – в режиме вторичных электронов; IV–VI – в режиме катодолуминесценции.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АНОРТОЗИТОВ ОЛОНХУДУКСКОГО МАССИВА

В составе Олонхудукского массива, наряду с анортозитами и лейкогаббро-анортозитами, участвуют более меланократовые породы, что позволяет

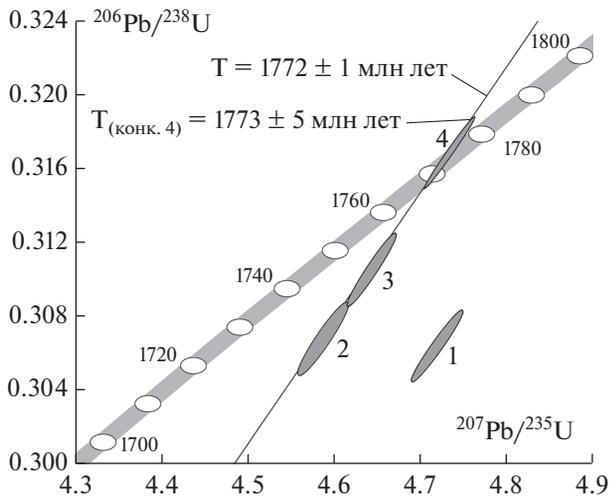
в целом рассматривать эту совокупность пород как габбро-анортозитовый комплекс. Меланократовые породы в эндоконтактной зоне, где анортозиты сменяются лейкогаббро, габбро и меланократовым габбро как в Мустулинском и Хунжилингольском массивах (Поляков и др., 1983; Анисимова и др., 2009). По геохимическим особенностям они

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из анортозитов Олонхудукского массива (проба 6582)

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	50–70, 40 крист.	0.40	64.4	185	2823	0.1116 ± 1	0.1925 ± 1	4.7224 ± 90	0.3069 ± 3	0.96	1771 ± 3	1725 ± 3	1826 ± 1
2	>200, 100–150, 30 крист. A = 60%	0.30	66.5	452	19967	0.1084 ± 1	0.2429 ± 1	4.5910 ± 54	0.3073 ± 2	0.94	1748 ± 2	1727 ± 2	1772 ± 1
3	>200, 8 крист.	0.33	74.3	370	3316	0.1084 ± 1	0.2291 ± 1	4.6459 ± 71	0.3109 ± 3	0.97	1758 ± 3	1745 ± 3	1773 ± 1
4	70–100, 30 крист. A = 20%	0.44	68.0	181	13288	0.1083 ± 1	0.2623 ± 1	4.7356 ± 151	0.3170 ± 6	0.99	1774 ± 6	1775 ± 6	1772 ± 1

Примечание. Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ; A = 20% – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

<sup>a</sup> Изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец.



**Рис. 4.** Диаграмма с конкордией для циркона из пробы 6582. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

сопоставимы с типичными анортозитами древних кратонов – “massif type anorthosite” по (Aswal, 1993) и резко отличаются от архейских мегакристовых анортозитов (см. Frost et al., 2002). В то же время нельзя не отметить, что от типичных “massif type anorthosite” их несколько отличает полное отсутствие наиболее дифференцированных членов этой ассоциации – ферродиоритов, а также ассоциирующих с ними высокожелезистых гранитоидов А-типа, близких к рапакиви или чарнокитам.

Анортозиты обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (21.3–21.2 мас. %),  $\text{SiO}_2$  (53.7–52.7 мас. %),  $\text{CaO}$  (13.4–13.1 мас. %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.83–3.63 мас. %) и обеднены большинством других оксидов (табл. 2), свидетельствующих о высокой насыщенности пород кумулюсным плагиоклазом. Несколько повышенная железистость пород ( $f = 0.51–0.52$ ) и пониженные содержания всех совместимых элементов указывают на кристаллизацию анортозитов из достаточно фракционированного расплава. По содержанию элементов-примесей они существенно отличаются от мегакристовых анортозитов. В рассматриваемых анортозитах содержания REE на порядок выше (табл. 2), а их распределение (рис. 5) достаточно фракционировано и характеризуется хорошо выраженной положительной Eu-аномалией ( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 11.7–12.4$ ,  $(\text{La}/\text{Sm})_N = 3.85–3.96$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 2.3–2.5$  и  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 3.0$ ). Кроме того, они обогащены элементами, имеющими геохимическое родство с плагиоклазом (в первую очередь с теми, которые замещают Ca – Sr, Eu и в меньшей мере Ba) и резко обеднены всеми остальными элементами (Rb, Th, U, Nb, Ta, REE (кроме Eu), Zr, Hf, Y, Ti) (рис. 5). Геохимические

особенности рассматриваемых анортозитов сближают их с анортозитами Хунжилингольского массива Идерского блока Тарбагатайского террейна (Анисимова и др., 2009).

## РЕЗУЛЬТАТЫ Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анортозиты Олонхудукского массива характеризуются умеренно отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от  $-6.3$  до  $-5.6$  (табл. 3). В координатах  $\epsilon_{\text{Nd}}$ –Возраст (рис. 6) точки изотопных составов рассматриваемых анортозитов лежат чуть выше как поля эволюции раннедокембрийской коры Байдарикского террейна (Kröner et al., 2015, 2017), так и линий эволюции изотопных составов Nd реликтов гранулитов, локализованных во вмещающих породах. В целом Nd-изотопные данные указывают на смешанный источник пород Олонхудукского массива: ювенильный (вероятнее всего, мантийный компонент палеопротерозойского возраста) и коровый компонент неоархейского возраста. Столь мало радиогенный изотопный состав Nd в целом весьма характерен для “massif type anorthosite” раннедокембрийских структур и объясняется процессами коровой контаминации. Первичные магмы габбро-анортозитовых комплексов претерпели сложную полибарическую кристаллизацию (Emslie et al., 1994; Aswal, 1993) и весьма значительную контаминацию веществом нижней континентальной коры, до 75%, а иногда и выше. Как было показано ранее (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Gao, 2004; Ларин, 2011), добавка даже 75% вещества мафической по составу нижней коры мало скажется на составе исходной магмы габбро-анортозитового комплекса, особенно если в качестве контаминанта будет выступать деплетированный на некогерентные элементы горячий рстит, оставшийся после выплавления из нижней коры анатектического гранитного расплава, как это предлагает Р. Эмсли с коллегами (Emslie et al., 1994). Как отмечали многие исследователи (DePaolo, 1985; Aswal, 1993; Emslie et al., 1994), процессы коровой контаминации осуществлялись, главным образом, в глубинной магматической камере, вблизи границы М, при этом степень контаминации во многом зависит от степени протектиности вмещающих коровых пород. Таким образом, можно полагать, что важным фактором, контролирующим образование анортозитов, наряду с прочими, является интервал времени между завершением последнего орогенического события и временем их внедрения. Для Олонхудукского и Хунжилингольского массивов этот временной интервал составляет около 60–55 млн лет.

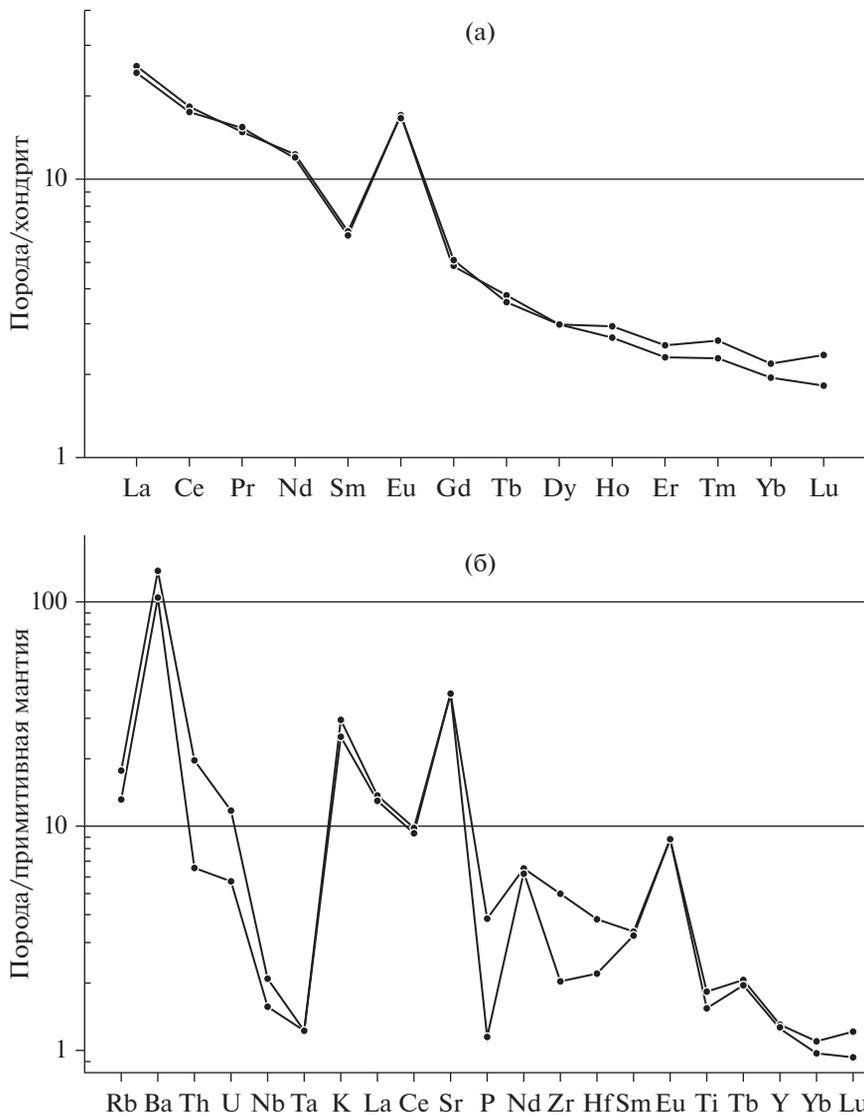
## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сходство геологического и возрастного положения, минерального и петрохимического составов анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов (Поляков и др., 1983; Анисимова и др., 2009) дает основание отнести их к единому комплексу внутриплитных образований. Полученное значение возраста  $1773 \pm 5$  млн лет свидетельствует о достаточно значимом временном разрыве между коллизионным процессом, определяющим становление палеопротерозойской структуры блоков Байдарикского и Тарбагатайского террейнов в интервале 1860–1850 млн лет, и внедрением анортозитов. Исходя из этого, рассматриваемые анортозиты могут относиться к внутриплитным образованиям, возникающим в условиях растяжения после завершения коллизионных процессов. Установленное значение возраста практически совпадает с оценкой возрастного интервала рифтогенного магматизма Северо-Китайского кратона 1.80–1.75 млрд лет и формированием роев мафических даек  $1778 \pm 3$  млн лет (U-Pb метод, SIMS (Lu et al., 2008)). Более молодой импульс анортозитового внутриплитного магматизма фиксируется в северной части Северо-Китайского кратона в возрастном интервале 1.75–1.68 млрд лет (Zhang et al., 2007; Lu et al., 2008). Однако, в отличие от предыдущего, в этом импульсе анортозиты ассоциируют с высокожелезистыми, и с высококалийными породами среднего состава, и с гранитами А-типа. Все вместе они образуют анортозит-мангерит-щелочногранит-рапакивигранитную магматическую ассоциацию Дамайю. Этот тип внутриплитного магматизма является типичным для протерозойской эпохи и проявлен практически на всех древних платформах Земли (Ларин, 2011). Почти идентичная как по составу, так и по возрасту (1.73–1.70 млрд лет) Улкан-Джугджурская магматическая ассоциация располагается в юго-восточной краевой части Сибирского кратона (Ларин, 2011). Следует отметить, что внутриплитный магматизм этого времени достаточно широко проявился в Сибирском кратоне и преимущественно в его южных краевых частях. Это чарнокиты (кузеевиты) с возрастом 1.73 млрд лет (Бибикова и др., 2001) и граниты А-типа таракского комплекса с возрастом 1.75 млрд лет (Ножкин и др., 2006) Ангаро-Канского краевого выступа, граниты А-типа подпорогского комплекса с возрастом 1.75 млрд лет (Туркина и др., 2003) Бирюсинской глыбы, а также рои базитовых даек с возрастом 1.75 млрд лет – Чайский рой в Прибайкалье и Тимптоно-Алгамайский рой на Алданском щите (Гладкочуб и др., 2010).

Можно полагать, что в конце палеопротерозоя (около 1900–1850 млн лет) рассматриваемые блоки раннедокембрийских пород входили в палеопротерозойский суперконтинент Колумбия (Rogers, San-

**Таблица 2.** Содержания петрогенных (мас. %), редкоземельных и редких (мкг/г) элементов в анортозитах Олонхудукского массива

Компоненты	Проба 6581	Проба 6582
SiO <sub>2</sub>	52.71	53.72
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21.20	21.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.84	3.29
MnO	0.06	0.05
MgO	3.16	2.86
CaO	13.40	13.10
Na <sub>2</sub> O	3.63	3.83
K <sub>2</sub> O	0.75	0.89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	<0.05
П.п.п.	0.78	0.55
Сумма	100.0	100.0
V	72	63
Cr	24	31
Co	14	11
Ni	14	11
Ga	20	20
Rb	8.3	11
Ba	726	956
Sr	815	825
Y	5.8	5.9
Zr	22	56
Nb	1.1	1.5
La	8.8	9.3
Ce	16.6	17.2
Pr	2.1	2.0
Nd	8.5	8.7
Sm	1.44	1.48
Eu	1.45	1.47
Gd	1.48	1.55
Tb	0.22	0.21
Dy	1.15	1.14
Ho	0.23	0.25
Er	0.57	0.63
Tm	0.08	0.09
Yb	0.48	0.54
Lu	0.07	0.09
Hf	0.67	1.18
Ta	<0.1	<0.1
Th	0.55	1.7
U	0.12	0.25



**Рис. 5.** Распределения REE и несовместимых элементов в анортозитах Олонхудукского массива.

(а) — распределение REE в анортозитах Олонхудукского массива; концентрации REE нормированы к хондриту, по (Taylor, McLennan, 1985).

(б) — спайдер-диаграмма для анортозитов Олонхудукского массива; концентрации несовместимых элементов нормированы к примитивной мантии (ПМ), по (Sun, McDonough, 1989).

tosh, 2002). В период около 1790–1710 млн лет в данных кратонах началось развитие процессов литосферного растяжения (внутриплитных), которое, однако, не приводило к его распаду. С этих позиций внутриплитные магматические комплексы Байдарикского и Тарбагатайского террейнов, сформированные в интервале около 1790–1780 млн лет, фиксируют самые ранние стадии рифтогенеза, предшествующие распаду суперконтинента. Следующая стадия этого процесса через 80–40 млн лет проявилась в краевых частях Сибирского и Северо-Китайского кратонов, ограничивающих с севера и юга Центрально-Азиатский складчатый пояс. Наряду с габбро-анортозитовым комплексом в эту

стадию формируются когенетичные им высокодифференцированные породы среднего, кислого и щелочного составов: Улкан-Джугджурский комплекс Сибирского кратона, Дамайю, Шачанг и др. комплексы Северо-Китайского кратона. Изотопные и геохимические характеристики этих пород указывают на связь подобного магматизма с активностью мантийных плюмов (Ларин, 2011; Zhai, Liu, 2003).

В том, что касается объединения анортозитов Олонхудукского, Хунжилингольского и Мустулинского массивов Байдарикского и Тарбагатайского террейнов в единый массив, то это маловероятно. В современной структуре они разделены

**Таблица 3.** Sm-Nd изотопные данные для анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов, гранулитов идерского комплекса и гнейсов Отгонского блока

№ п/п	Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ( $\pm 2\sigma_{\text{изм}}$ )	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ , млн лет
1	6581	1780	1.74	9.04	0.1164	$0.511411 \pm 7$	-5.6	2713
2	6582	1780	1.58	8.12	0.1175	$0.511388 \pm 5$	-6.3	2779
3	6156	1780	1.03	6.02	0.1033	$0.511289 \pm 5$	-5.0	2558
4	6242	1780	0.93	4.12	0.1371	$0.511797 \pm 5$	-2.8	2680
5	6242-1	1780	0.56	3.47	0.0982	$0.511285 \pm 5$	-3.9	2451
6	6657	2550	4.97	25.0	0.1202	$0.511369 \pm 4$	0.3	2890
7	6658	2550	4.74	27.9	0.1025	$0.511042 \pm 2$	-0.2	2876
8	6579	860	2.64	15.54	0.1028	$0.512288 \pm 8$	3.5	1186
9	7553-1	860	4.46	25.5	0.1059	$0.512316 \pm 3$	3.7	1180

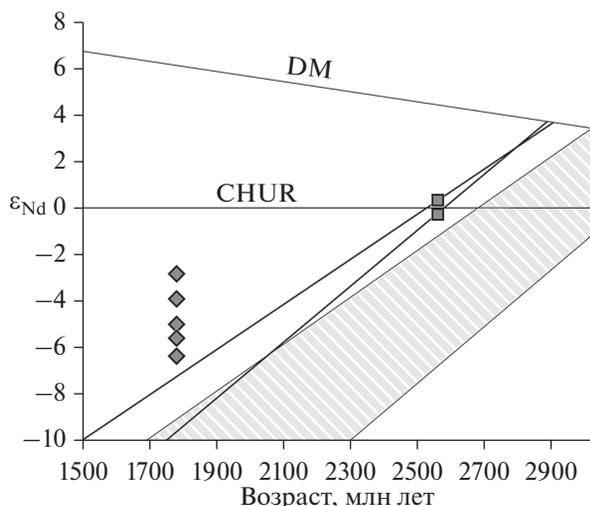
Примечание. 1, 2 – Олонхудукский массив Байдарикского террейна, 3–5 – Хунжилингольский массив Тарбагатайского террейна, 6, 7 – гранулиты идерского комплекса Тарбагатайского террейна, 8, 9 – гнейсы Отгонского блока.

палеоокеаническими образованиями неопротерозойской Баян-Хонгорской зоны и Южно-Хангайским метаморфическим поясом эдиакария (см. рис. 1а, 1б). Можно только предполагать, что они принадлежали одному кратону в составе суперконтинента Родиния (Козаков и др., 2007). Следует отметить, что в раннедокембрийских блоках Байдарикского и Тарбагатайского террейнов не фиксируется неопротерозойская структурно-метаморфическая переработка. Это относится и к соотношению Байдарикского и Дзабханского террейнов, которые разделены полем позднепалеозойских вулканитов и гранитоидов Хангай-

ского батолита (см. рис. 2). В восточном обрамлении Дзабханского террейна представлены неопротерозойские высокоградные породы Отгонского блока (рис. 2). Для них установлены значения  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.2$  млрд лет при  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) = +3.7... +3.5$  (табл. 3), характерные для типовых пород Дзабхан-Мандалской зоны фундамента Дзабханского террейна (Козаков и др., 2014). При этом в анортозитах Олонхудукского массива, локализованного в западной окраине Байдарикского террейна, неопротерозойские структурно-метаморфические преобразования не проявлены. Можно полагать, что рассматриваемые блоки раннего докембрия, входящие в состав данных террейнов, в неопротерозое находились вне зоны влияния процессов неопротерозойской конвергенции. Таким образом, выходы анортозитов Олонхудукского массива и вмещающих его метаморфических пород фактически ограничивают распространение раннедокембрийских кристаллических комплексов фундамента Байдарикского террейна в северо-западном направлении. В целом соотношение блоков ранне- и позднедокембрийских кристаллических комплексов в структуре палеозоид Центральной Азии, скорее всего, обусловлено палеозойскими сдвиговыми деформациями.

*Благодарности.* Авторы признательны В.М. Саватенкову за консультации и конструктивное обсуждение, сделанные при подготовке настоящей статьи.

*Источники финансирования.* U-Pb геохронологические исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 18-17-00559), Sm-Nd изотопные – при поддержке Госзадания ИГГД РАН (тема 0153-2019-005).



**Рис. 6.** Диаграмма  $\epsilon_{\text{Nd}}$ –Возраст для анортозитов Олонхудукского и Хунжилингольского массивов. Ромбы – анортозиты, квадраты – гранулиты идерского комплекса (Козаков и др., 2011), заштриховано поле эволюции изотопного состава Nd гранулитов байдаринского комплекса (Козаков и др., 1997).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова И.В., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Анортозиты докембрийских террейнов ЦАСП – возраст, источники и геологическое положение (на примере Хунжилингольского массива Центральной Монголии) // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 1. С. 80–86.
- Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Козаков И.К., Плоткина Ю.В. U-Pb возраст кузеевитов Ангаро-Канского выступа Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2001. № 5. С. 864–867.
- Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р. и др. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1700 млн лет на площади Сибирского кратона // Докл. АН. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.
- Зайцев Н.С. Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15–22.
- Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГК СССР, 1989.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Wang T. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзобханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3–24.
- Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Бибилова Е.В. и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзобханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516–545.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др. Основные этапы развития и геодинамическая обстановка формирования Южно-Хангайского метаморфического пояса Центральной Азии // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 339–362.
- Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неoproterozoические комплексы фундамента шельфового чехла Дзобханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 5. С. 3–16.
- Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
- Ножкин А.Д., Баянова Т.Б., Туркина О.М. Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петролого-геохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. III Российской конференция по изотопной геохронологии. Москва, ИГЕМ РАН, 6–8 июня 2006 г., М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 70–75.
- Поляков Г.В., Изох А.Э., Кривенко А.П. Габбро-анортозитовая формация Монголии // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 955–959.
- Суханов М.К., Троицкий В.А., Баярбилег Л. Доказательства докембрийского возраста анортозитов Монгольской Народной республики // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 952–955.
- Туркина О.М., Бибилова Е.В., Ножкин А.Д. Этапы и геодинамические обстановки раннепротерозойского гранитообразования на юго-западной окраине Сибирского кратона. Докл. АН. 2003. Т. 388. № 6. С. 779–783.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // Докл. АН. 2013. Т. 452. № 5. С. 646–652.
- Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468–498.
- 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. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 80–102.
- Ashwal L.D. Anorthosites. Berlin: Springer-Verlag, 1993. 422 p.
- Demoux A., Kroner A., Badarch G. et al. Zircon ages from the Baydrag Block and the Bayankhongor Ophiolite Zone: Time constraints on Late Neoproterozoic to Cambrian subduction- and accretion-related magmatism in Central Mongolia // J. Geology. 2009. V. 117. P. 377–397.
- DePaolo D.J. Isotopic studies of processes in mafic magma chambers: I. The Kiglapait intrusion, Labrador // J. Petrology. 1985. V. 26. P. 925–951.
- Emslie R.F., Hamilton M.A., Theriault R.J. Petrogenesis of a mid-proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: Isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite // J. Geol. 1994. V. 102. № 5. P. 539–558.
- Frost C.D., Frost B.R., Bell J.M., Chamberlain K.R. The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA // Prec. Res. 2002. V. 45. P. 45–71.
- 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.
- Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.
- Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in

- NW Mongolia // *Gondwana Res.* 2015. V. 27. P. 1392–1406.
- Kröner A., Kovach V., Kozakov I. et al.* Granulites and palaeoproterozoic lower crust of the Baidarik Block, Central Asian Orogenic Belt of NW Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145. P. 393–407.
- 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.
- Krogh T.E.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. P. 637–649.
- Lu S., Zhao G., Wang Hu., Hao G. et al.* Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of North China Craton: A review // *Precamb. Res.* 2008. V. 160. P. 77–93.
- 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.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. № 1. P. 5–22.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental crust. The Crust. V. 3 // *Treatise on Geochemistry.* Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, Elsevier Ltd. [CD-ROM]. 2003. P. 1–64.
- 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.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in Ocean Basins.* Eds. A.D. Saunders and M.J. Norry. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–346.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
- Zhai M., Liu W.* Palaeoproterozoic tectonic history of the North China craton: A review // *Prec. Res.* 2003. V. 122. P. 183–199.
- Zhang S.-H., Liu S.-W., Zhao Y. et al.* The 1.75–1.68 Ga anorthosite-mangerite-alkali granitoid-rapakivi granite suite from the northern North China craton: magmatism related to a paleoproterozoic orogeny // *Precamb. Res.* 2007. V. 155. P. 287–312.

## Olonkhuduk Anorthosite Pluton of the Central Asian Orogenic Belt Baydaric Terrane: Geological Position, Age

I. K. Kozakov<sup>1,\*</sup>, I. V. Anisimova<sup>1</sup>, E. B. Salnikova<sup>1</sup>, A. M. Larin<sup>1</sup>,  
V. P. Kovach<sup>1</sup>, Ju. V. Plotkina<sup>1</sup>, and A. M. Fedoseenko<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 199034 Russia*

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

For anorthosites Olonkhuduk pluton of the of the Centra-Asian orogenic belt Baydaric terrane was received the age of  $1772 \pm 1$  Ma (U-Pb method, on zircon ID TIMS). A similar age assessment ( $1784 \pm 10$  Ma) was previously obtained for the anorthosite Khungilingol pluton of the Tarbagatai terrane Ider block. These data indicate a significant time gap (70–60 Ma) between the collision processes that determine the formation of the structure of the Early Precambrian blocks of the Baidarik and Tarbagatai terranes in the range 1860–1850 Ma, and the introduction of anorthosites. Completion of accretion-collision processes and consolidation of the Baidarik terrain Early Precambrian block is determined by postkinematic subalkaline granites with the age of  $1825 \pm 5$  Ma. On the geochemical characteristics anorthosites Olonkhuduk and Khungilingol plutons arrays is comparable to the typical anorthosites of the ancient cratons. Sm-Nd isotopic data indicate a mixed source of anorthosite data: juvenile (mantle component of Paleoproterozoic age) and crustal component of neoproterozoic age. It can be assumed that the ancestral magma of anorthosites was formed as a result of significant crustal contamination of the original basite magma. The similarity of the geologic setting, age and composition of the anorthosites Olonkhuduk and Khungilingol allow you to refer them to a single complex intraplate formations. The age values obtained for the anorthosites coincide with the estimated age of rift magmatism of the North China craton 1.8–1.75 Ga and the time of formation of swarms of mafic dikes  $1778 \pm 3$  Ma (U-Pb method, SIMS). It can be assumed that at the end of the Paleoproterozoic (about 1900–1850 Ma) considered blocks of Early Precambrian rocks were part of the Columbia supercontinent (Rogers, Santosh, 2002).

*Keyword:* zircon, anorthosit, the Early Precambrian, Olonkhuduk pluton of the of the Centra-Asian orogenic belt Baydaric terrane