

УДК 550.93:551.71.24(571.52+517.3)

## КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ ДЗАБХАНСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ: ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

© 2007 г. **И. К. Козаков\***, **Е. Б. Сальникова\***, **Т. Вонг\*\***, **А. Н. Диденко\*\*\***,  
**Ю. В. Плоткина\***, **В. Н. Подковыров\***

\*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

\*\*Геологический институт академии геологических наук, Пекин, Китай

\*\*\*Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.01.2006 г., получена после доработки 24.04.2006 г.

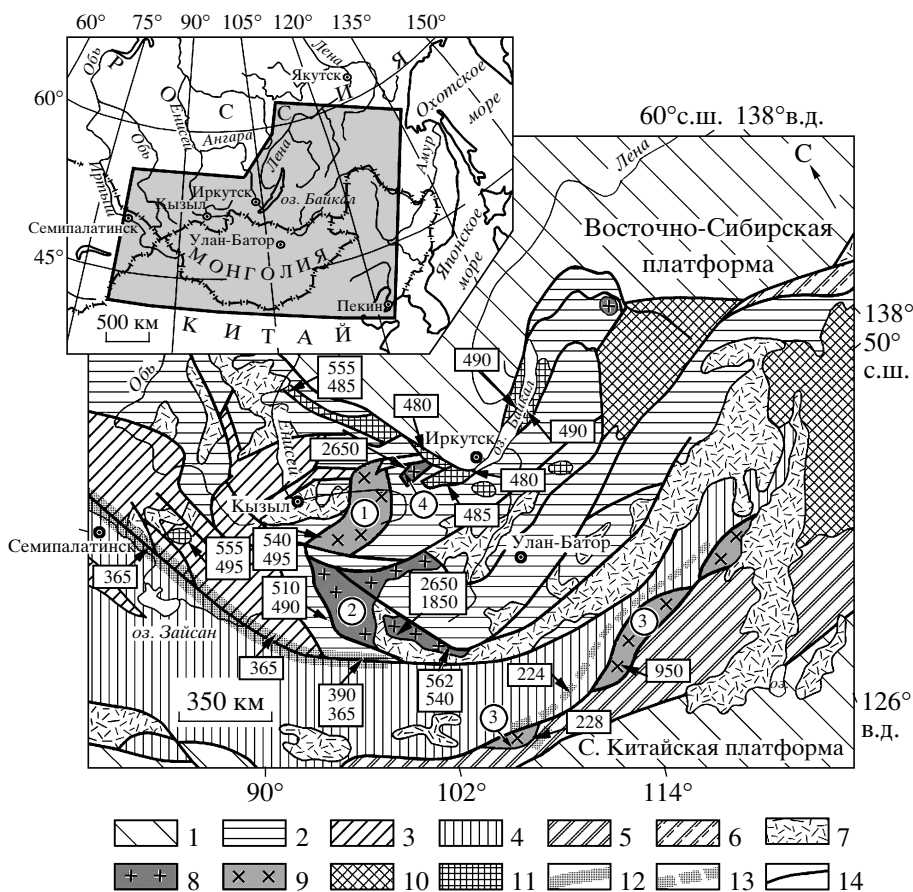
В аккреционной области мозаичного строения – раннекаледонском супертеррейне Центральной Азии – дорифейские комплексы (байдарагинский и бумбугерский) представлены в Байдарикском блоке Дзабханского микроконтинента. Результаты исследований на ион-ионном микрозонде SHRIMP II цирконов и Nd изотопно-геохимические данные позволили установить возраст протолита верхнеархейских ортогнейсов байдарагинского комплекса, а также интервал накопления и источники нижнепротерозойских метаосадков бумбугерского комплекса. Установленные возрастные рубежи развития кристаллических комплексов Байдарикского блока позволяют сопоставлять их с образованиями фундамента древних кратонов Северной Евразии. На основе интерпретации палеомагнитных данных рассматриваются возможное положение Дзабханского микроконтинента в раннем протерозое и путь его миграции при трансформации суперконтинентов Колумбия–Родиния–Пангея.

**Ключевые слова.** Геохронология, цирконы, Nd систематика, архей, нижний протерозой, Дзабханский микроконтинент, Центральная Азия, протерозойские суперконтиненты.

### ВВЕДЕНИЕ

Геологическое строение Центральной Азии определяется сочетанием двух типов структур: мозаичного и линейного строения (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). В аккреционной области мозаичного строения – раннекаледонском супертеррейне – представлены фрагменты массивов с кристаллическим основанием, венд-раннепалеозойские отложения океанических бассейнов и островных дуг (Коваленко и др., 2005). Структуры с кристаллическим основанием рассматриваются как микроконтиненты – фрагменты входивших в суперконтинент Родиния континентальных массивов, причлененные к структурам обрамления Сибирского кратона в ходе развития Палеоазиатского океана. Наиболее крупные массивы, для которых предполагалось дорифейское основание, это Дзабханский, Тувино-Монгольский и Южно-Гобийский (рис. 1). Дзабханский и Тувино-Монгольский массивы объединялись в единый венд-кембрийский Боксон-Хубсугул-Дзабханский микроконтинент с нижнедокембрийским фундаментом, являвшийся в рифее частью Сибирского кратона (Берзин и др., 1994; Беличенко, Боос, 1988; Беличенко и др., 2003; Кузмичев, 2004). В альтернативной модели предполагается, что Дзабханский и Тувино-Монгольский микроконтиненты

в конце позднего протерозоя отделились от Восточной Гондваны и в ходе развития Палеоазиатского океана были причленены к аккреционным сооружениям южного обрамления Сибирского кратона (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994). Однако результаты U-Pb геохронологических и Nd и Pb-Pb изотопных исследований показали ограниченное развитие раннедокембрийской коры в основании не только подвижных поясов, но и микроконтинентов региона (Ранний докембрий..., 1993; Коваленко и др., 1996, 1999; Козаков и др., 2003, 2005). Единственными структурами, для которых получены данные, подтверждающие присутствие дорифейских комплексов в основании, являются Байдарикский блок Дзабханского микроконтинента (Козаков и др., 1997) и незначительный по масштабу выход “Гарганской глыбы” (Восточный Саян). В результате U-Th-Pb исследований (SHRIMP II) цирконов из кристаллических пород ее фундамента определен возраст высокотемпературного метаморфизма  $2664 \pm 15$  млн. лет (Ковач и др., 2005). Геолого-геохронологические исследования (U-Pb метод по цирконам) гранитоидов Байдарикского блока показали, что становление главных картируемых структур в его основании произошло в интервале  $1854 \pm 5$ – $1825 \pm 5$  млн. лет, а более ранние структурно-метаморфические пре-



**Рис. 1.** Схема положения кристаллических комплексов в структурах восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составлена на основе материалов (Тектоническая карта..., 1978; Моссаковский и др., 1993; Козаков и др., 2003, 2005а).

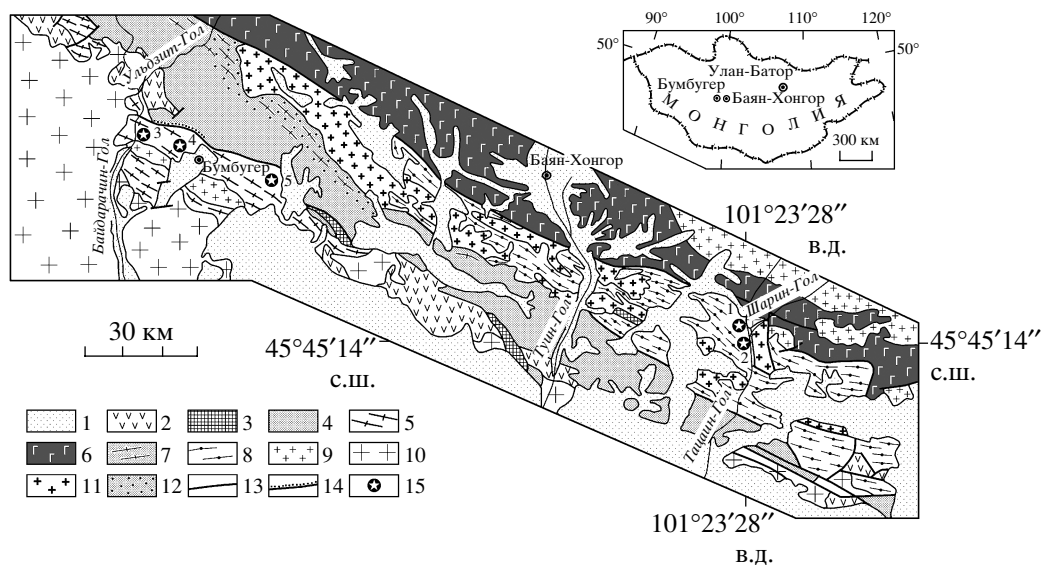
1 – древние платформы; 2–3 – структуры раннекаледонской области мозаичного строения: 2 – неопротерозойские и раннепалеозойские, 3 – среднепалеозойские; 4–6 – линейные аккреционно-коллизийные пояса: 4 – позднепалеозойские (герцинские), 5 – раннемезозойские (индосинийские), 6 – позднемезозойские; 7 – фанерозойские вулканические пояса; 8–10 – фрагменты континентальных массивов: 8 – с дорифейским основанием (2 – Дзобханский, 4 – Гарганская “глыба”), 9 – с рифейским основанием (1 – Тувино-Монгольский, 3 – Южно-Гобийский), 10 – с кристаллическими комплексами неустановленного возраста; 11 – кристаллические комплексы, связанные с развитием каледонид (510–480 млн. лет); 12 – зона кристаллических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, связанных с развитием герцинид (390–360 млн. лет); 13 – зона кристаллических комплексов Южно-Гобийского метаморфического пояса, связанных с развитием индосинид (220–230 млн. лет); 14 – главные тектонические границы.

Цифры на рисунке – возраст в млн. лет (U-Pb метод по циркону).

образования, установленные в бумбургерском комплексе, протекали в интервале  $2364 \pm 6$ – $2308 \pm 4$  млн. лет (Ранний докембрий..., 1993). Для циркона из тоналитовых гнейсов байдаринского комплекса был получен возраст  $2646 \pm 45$  млн. лет (Митрофанов и др., 1985). Nd изотопные исследования раннепротерозойских и архейских гранитоидов и супракрустальных комплексов позволили предполагать проявление корообразующих процессов в раннем протерозое (1.8–2.5 млрд. лет) и архее (2.9–3.3 млрд. лет) (Козаков и др., 1997). В целом, в соответствии с имеющимися на сегодняшний день данными только Байдаринский блок фундамента Дзобханского микроконтинента и Гарганскую глыбу можно рассматривать как

фрагменты древних платформ. С этих позиций можно полагать, что в структуре раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии указанные фрагменты тектонически совмещены с позднерифейскими и венд-раннепалеозойскими океаническими и островодужными комплексами и континентальными массивами с рифейским основанием (Козаков и др., 2005, 2005а). Вместе с тем, имеющиеся в настоящее время U-Pb геохронологические и Nd изотопные данные не позволяют сделать заключение о возрасте дорифейских супракрустальных толщ метаморфических комплексов Байдаринского блока.

В статье приведены результаты U-Th-Pb изотопных исследований цирконов из метатерригенных



**Рис. 2.** Схема геологического положения кристаллических комплексов Байдарикского блока. Составлена на основе материалов (Бойшенко, 1978; Коваленко и др., 2005; Козаков, 1986).

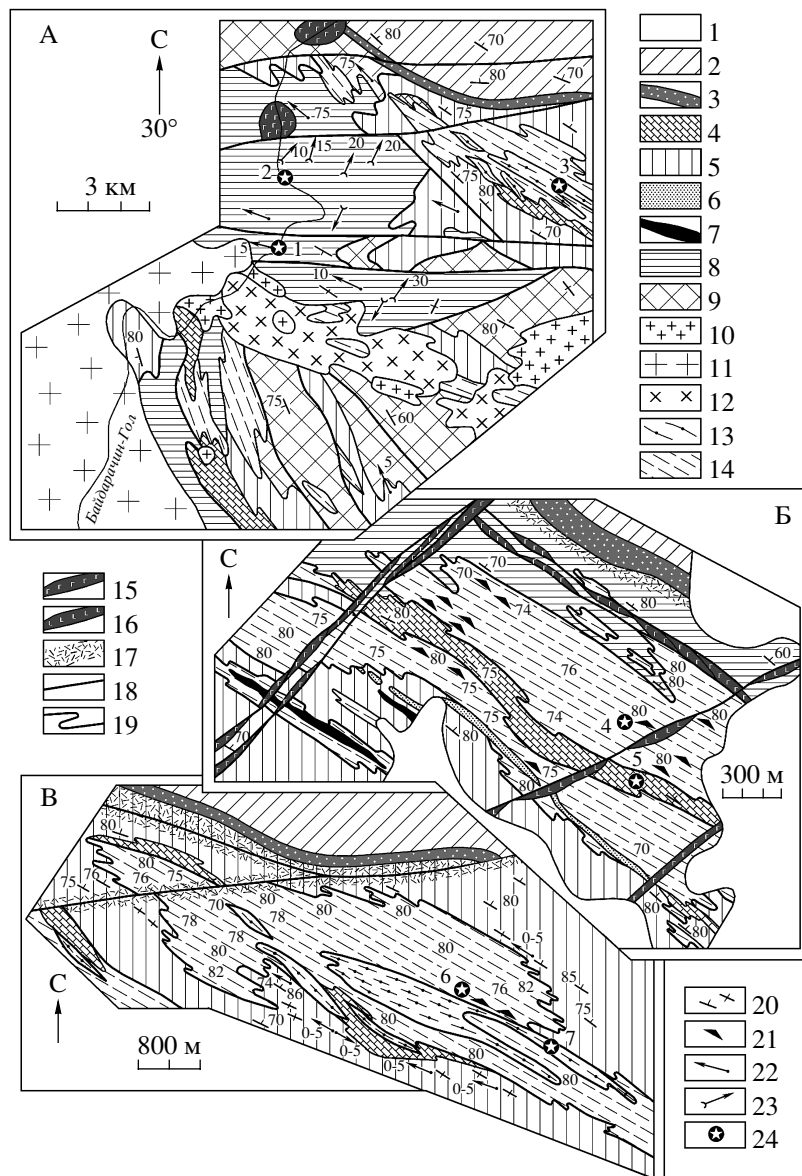
1–3 отложения: 1 – мезозойские и кайнозойские, 2 – верхнепалеозойские, 3 – ниже- и среднепалеозойские; 4–5 – Байдарикский блок: 4 – ульдзитгольский комплекс чехла (средний-верхний рифей), 5 – нерасчлененные верхнеархейский (байдарагинский) и нижнепротерозойский (бумбугерский) комплексы основания; 6 – Баян-Хонгорская зона офиолитового меланжа; 7–8 – породы вендского низкоградиентного метаморфического пояса, развивающегося по породам ульдзитгольского комплекса (7) и кристаллическим породам неустановленного возраста (8); 9 – нерасчлененные гранитоиды позднего палеозоя–раннего мезозоя; 10 – нерасчлененные гранитоиды палеозоя; 11 – вендский (пост-поздне-коллизийный) диорит-гранодиорит-гранитный комплекс; 12 – зоны контактового высокоградиентного метаморфизма; 13 – зоны разломов; 14 – установленная зона стратиграфического несогласия в основании ульдзитгольского комплекса; 15 – места отбора геохронологических проб, для которых получен возраст, млн. лет: 1 –  $547 \pm 4$ , 2 –  $562 \pm 2$ ; 3 –  $2646 \pm 45$ , 4 –  $1854 \pm 5$ , 5 –  $2364 \pm 6$  (см. табл. 1).

пород бумбугерского и ортогнейсов байдарагинского комплексов Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента, полученные на ион-ионном микрозонде SHRIMP II. Эти результаты и ранее полученные оценки возраста цирконов U-Pb методом в сочетании с Nd изотопно-геохимическими данными позволяют установить интервал накопления и источники метаосадков бумбугерского комплекса, а также возможный возраст протолита архейских тоналитовых “серых гнейсов” байдарагинского комплекса. Установленные этапы формирования нижнедокембрийских комплексов Байдарикского блока сходны с известными для фундамента древних кратонов Северной Евразии. На основе интерпретации палеомагнитных данных, полученных ранее (Диденко и др., 1999, 2005), рассматриваются возможное положение Дзабханского микроконтинента в раннем протерозое и возможный путь его дрейфа при трансформации суперконтинентов Колумбия–Родиния–Пангея.

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее полно нижнедокембрийские образования представлены в северо-западной части Бай-

дарикского блока в районе сомона Бумбугер (рис. 2, 3). В их составе были выделены дорифейские байдарагинский и бумбугерский комплексы (Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986), с несогласием перекрытые преимущественно черносланцевыми толщами (Тектоника Монгольской..., 1974), включенными нами в состав ульдзитгольского комплекса среднего-верхнего рифея (рис. 3а). Возрастные соотношения между байдарагинским и бумбугерским комплексами и толщами, входящими в их состав, не определены, так как все геологические границы между ними сформированы в ходе раннепротерозойского ( $1854 \pm 5$  млн. лет) метаморфизма (табл. 1) и представляют собой зоны рассланцевания, параллельные осевым поверхностям главных картируемых прямых изоклинальных складок северо-западного простирания (рис. 3в). Фактически эти зоны разделяют тектонические пластины, в которых устанавливаются породные ассоциации фрагментов разрезов. Схема последовательности формирования структурно-вещественных комплексов Байдарикского блока и эндогенных процессов, учитывающая ранее опубликованные U-Pb и представленные в данной статье U-Th-Pb геохронологические и Nd изотопные данные, приведена в таблице 1.



**Рис. 3.** Метаморфические комплексы северо-западной части Байдарикского блока (Козаков, 1986; Ранний докембрий..., 1993).

А. Характер соотношений кристаллических комплексов дорифейского фундамента Байдарикского блока и толщ чехла среднего-верхнего рифея ульзитгольского комплекса.

Б. Схема положения гнейсо-гранодиоритов  $\Pi\gamma_1$  ( $2364 \pm 6$  млн. лет) в толщах бумбугерского комплекса.

В. Характер соотношений гнейсо-диоритов с реликтами эндербитов  $\Pi\gamma_1$  ( $2364 \pm 6$  млн. лет) и гранатовых гнейсо-гранодиоритов  $\Pi\gamma_1$  ( $1854 \pm 5$  млн. лет).

1 – четвертичные отложения; 2–3 – ульзитгольский комплекс (средний-верхний рифей): 2 – черные сланцы и филлиты, 3 – базальный горизонт (кварциты и гравеллиты); 4–7 – бумбугерский комплекс (нижний протерозой): 4 – толща переслаивания мраморов, кварцитов, известково-силикатных пород, кристаллических сланцев и гнейсов, 5 – “контрастная” толща (кристаллические сланцы и лейкократовые плагиогнейсы), 6 – магнетитовые кварциты, 7 – амфиболиты; 8 – байдарагинский комплекс (верхний архей): тоналитовые “серые гнейсы”; 9 – нерасчлененные нижнедокембрийские кристаллические породы с реликтами гранулитов; 10–16 – магматические породы: 10 – граниты и гранодиориты (средний палеозой?), 11 – порфиroidные граниты, граносиениты и гранодиориты (ранний палеозой?), 12 – гранодиориты и диориты (венд–ранний палеозой), 13 – синметаморфические гранитоиды  $\Pi\gamma_1$  ( $1854 \pm 5$  млн. лет), 14 – гнейсо-гранодиориты с реликтами эндербитов  $\Pi\gamma_1$  ( $2364 \pm 6$  млн. лет), 15 – габбро и порфириты, 16 – диабазы; 17 – катаклазиты; 18 – разломы; 19 – деформированные тектонические контакты; 20 – кристаллизационная сланцеватость амфиболитовой фации (вертикальная и наклонная), 21 – кристаллизационная сланцеватость гранулитовой фации; 22 – ориентировка линейности и шарниров складок главных картируемых структур; 23 – ориентировка ранней линейности и шарниров складок в байдарагинском комплексе; 24 – места отбора геохронологических проб, для которых получен возраст, млн. лет: 1 –  $2646 \pm 45$  ( $\Gamma\gamma_1$ ), 2 –  $1825 \pm 5$  ( $\Pi\gamma_2$ ), 3 –  $1854 \pm 5$  ( $\Pi\gamma_1$ ), 4 и 6 –  $2364 \pm 6$  ( $\Pi\gamma_1$ ), 7 –  $1854 \pm 5$  ( $\Pi\gamma_1$ ). Пробы цирконов для U-Th-Pb датирования на ион-ионном микронзонде отобраны в точках 1 (байдарагинский комплекс) и 5 (бумбугерский комплекс).

**Таблица 1.** Схема последовательности метаморфизма и Nd изотопные характеристики пород структурно-вещественных комплексов Байдарикского блока с использованием (Ранний докембрий..., 1993; Козаков и др., 1997, 2005а)

V – гранодиорит-гранитный комплекс
IV $\gamma$ – гранодиорит-гранитный комплекс $547 \pm 4$ млн. лет
Зональный низкоградиентный метаморфизм в толщах ульдзитгольского комплекса ( $562 \pm 2$ млн. лет)
Формирование толщ ульдзитгольского комплекса (средний верхний рифей) $\epsilon_{Nd}(T) = -9.6$ , $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд. лет
Дайки базитов $v_3$
Посткинematические жильные субщелочные граниты, граносиениты III $\gamma_2$ ( $1825 \pm 5$ млн. лет) $\epsilon_{Nd}(T) = -11.5$ , $T_{Nd}(DM) = 3.1$ млрд. лет
Метаморфизм амфиболитовой фации в байдарагинском и бумбугерском комплексах и становление синкинематических гранатовых (иногда с ромбическим пироксеном) гранодиоритов III $\gamma_1$ ( $1854 \pm 5$ млн. лет**) $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -1.5$
Дайки базитов $v_2$
Тектоническое сочленение толщ байдарагинского и бумбугерского комплексов
Посткинematические жильные граниты II $\gamma_2$ ( $2308 \pm 4$ млн. лет) $T_{Nd}(DM) = 3.1$ , $\epsilon_{Nd}(T) = -4.3$
Метаморфизм гранулитовой фации в бумбугерском комплексе, становление комплекса синкинематических гиперстенных и двупироксеновых гранодиоритов и кварцевых диоритов II $\gamma_1$ ( $2364 \pm 6$ млн. лет**) $T_{Nd}(DM) = 2.9$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -3.3$
Формирование толщ бумбугерского комплекса в интервале $2.37-2.44$ млрд. лет*, $T_{Nd}(DM) = 3.1$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -4.3$
Дайки базитов $v_1$
Метаморфизм гранулитовой фации в байдарагинском комплексе (около $2.44$ млрд. лет**)
Метаморфизм, формирование тоналит-трондьемитовой ассоциации байдарагинского комплекса I $\gamma_1$ ( $2646 \pm 45$ млн. лет**)
Формирование вулканоплутонической ассоциации байдарагинского комплекса, (около $2.8$ млрд. лет *) $T_{Nd}(DM) = 3.1-3.3$ млрд. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -0.9 \dots -3.7$

*Примечания.* Возраст гранитоидов определен U-Pb методом по циркону.

\* Результаты получены на ион-ионном микрозонде SHRIMP II.

\*\* Результаты получены U-Pb и U-Th-Pb (SHRIMP II) методами (значения возраста в одном интервале).

В условиях неоднократного проявления процессов высокотемпературного метаморфизма установление первичной природы глубокометаморфизованных пород достаточно проблематично. Объектами исследований были только те породы, в которых не фиксируется видимое проявление процессов мигматизации и метасоматоза. С помощью петрохимических классификационных диаграмм для осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканических пород, разработанных А.Н. Нееловым (Неелов, 1980), были реконструированы исходные составы метаморфических пород и на этой основе сделаны заключения о возможных тектонических обстановках формирования структурно-вещественных комплексов нижнего докембрия Байдарикского блока (Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986; Ранний докембрий..., 1993). В данном разделе приведена краткая информация о петрохимическом составе (табл. 2), содержании редкоземельных элементов (табл. 3) и Nd изотопном составе (Козаков, 1997) типовых пород указанных комплексов.

К байдарагинскому комплексу отнесены в различной степени мигматизированные биотитовые и амфиболовые плагиогнейсы (тоналитовые “серые гнейсы”) преимущественно (более 95%) тоналитового и трондьемитового состава с редкими включениями амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев среднего-основного состава (рис. 4). Включения имеют будинообразную или линзовидную и неправильную формы. Следует подчеркнуть, что их геологическое положение в условиях неоднократного проявления регионального метаморфизма и изоклинальной складчатости неопределенно. В ряде случаев они являются более ранними образованиями по отношению к плагиогнейсам, однако нельзя исключать, что некоторые включения могут представлять собой дайковые тела, внедрение которых предшествовало метаморфизму гранулитовой фации (табл. 1). При этом, если для дайковых тел базитов, предшествующих метаморфизму амфиболитовой фации, устанавливаются интрузивные соотношения со структурами рамы, то для более

**Таблица 2.** Представительные химические анализы пород Байдарикского блока

№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п	Сумма
Байдарагинский комплекс												
3070	64.59	0.74	16.81	4.68	0.07	1.78	4.09	4.36	1.60	0.37	0.73	99.82
1924-1	67.94	0.70	15.88	4.26	0.07	1.45	3.90	4.36	1.27	0.22	0.32	100.37
1924	66.70	0.78	16.02	4.58	0.06	1.73	3.62	3.80	1.58	0.25	1.16	100.28
5046-1	68.50	0.55	15.61	3.91	0.05	1.07	3.30	4.75	1.25	0.19	0.70	99.88
1924-4	57.47	1.72	14.35	12.45	0.28	3.18	4.96	3.70	1.01	0.21	1.42	100.75
2316	51.32	2.38	15.69	13.35	0.17	3.90	7.13	3.84	1.01	0.91	1.16	100.86
2316-1	54.92	0.44	12.67	8.61	0.16	7.27	9.92	2.60	1.25	0.04	1.83	99.71
Бумбургерский комплекс (толща 1)												
4152	53.23	2.60	14.65	14.18	0.17	2.45	6.91	3.35	1.04	1.19	1.09	100.88
4152-1	69.80	0.35	15.80	2.16	0.05	0.74	2.69	3.75	3.55	0.09	0.75	99.73
4356	50.90	0.84	14.33	13.35	0.22	6.11	10.82	2.21	0.51	0.09	0.72	100.10
2110-1	46.54	1.78	14.64	15.56	0.24	4.64	10.58	2.62	0.37	0.24	2.27	99.48
Бумбургерский комплекс (толща 2)												
4148	74.40	0.53	11.70	4.49	0.10	0.85	2.14	1.58	2.88	0.16	0.19	99.02
5581	72.04	0.21	14.84	2.16	0.03	0.79	1.70	5.17	2.52	0.06	0.41	99.93
5581-3	51.57	1.09	14.34	12.07	0.16	5.71	8.57	3.72	1.80	0.26	0.55	99.83
5581-4	47.53	1.12	15.59	13.75	0.23	6.59	12.55	1.75	0.35	0.08	0.50	100.04
5581-5	9.17	0.01	1.03	0.26	0.01	15.81	36.99	0.57	0.22	0.02	35.53	99.61
5581-6	15.42	0.02	0.97	0.53	0.01	15.10	36.21	0.33	0.14	0.01	31.36	100.10
5581-7	49.86	0.98	19.26	8.64	0.10	2.99	12.85	3.71	0.42	0.45	0.54	99.80
5581-8	51.14	0.22	5.01	5.31	0.24	13.51	22.81	0.30	0.25	0.07	1.22	100.08
5581-9	74.14	0.22	13.24	1.84	0.03	0.45	1.20	3.38	5.01	0.07	0.29	99.87
5585-1	55.76	2.17	13.93	15.34	0.20	3.79	5.51	0.79	1.31	0.25	1.09	100.14
5586	61.86	0.75	14.57	6.84	0.11	3.43	5.63	4.27	1.27	0.38	0.76	99.86
5586-1	74.44	0.04	14.44	0.76	0.01	0.20	1.46	3.73	4.43	0.02	0.29	99.82
Ульдзитгольский комплекс												
5595	68.92	0.77	15.85	5.77	0.03	1.81	0.28	0.84	2.18	0.08	3.30	99.84
5596	60.81	0.82	19.10	8.23	0.05	2.73	0.20	0.77	2.91	0.03	4.15	99.79
5596-1	84.40	0.36	9.78	0.82	0.01	0.30	0.10	0.28	2.40	0.03	1.48	99.96

*Примечание.* 3070, 1924-1, 1924, 5046-1 – биотитовые плагиогнейсы; 1924-4, 2316, 2316-1 – включения амфиболитованных двупироксеновых кристаллических сланцев; 4152 – клинопироксен-роговообманковый кристаллический сланец; 4152-1 – лейкократовый плагиогнейс; 4356, 2110-1 – гранат-клинопироксеновый кристаллический сланец; 4148 – гранатовые гнейсы; 5581 – биотитовый гнейс; 5581-3 – амфиболит; 5581-4 – гранат-клинопироксен-кристаллический сланец с бурой роговой обманкой; 5581-5 – форстеритовый мрамор; 5581-6 – кальцифир; 5581-7 – амфиболит; 5581-8 – амфиболит; 5581-9 – биотитовый гнейс; 5586 – биотит-амфиболовый гнейс; 5586-1 – лейкократовый биотитовый гранито-гнейс; 5595, 5596 – серицит-хлоритовые черные сланцы; 5596-1 – лейкократовый хлоритовый сланец.

Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – общее железо.

ранних даек, неоднократно вовлеченных в процессы складчатости и высокотемпературного метаморфизма и мигматизации, такие наблюдения редки.

Судя по петрохимическим характеристикам, образования байдарагинского комплекса представляют собой преимущественно метаморфизованные ортопороды, которые варьируют по составу от ана-

логов андезито-базальтов до дацитов, образуя единый ряд (Митрофанов и др., 1981; Козаков, 1986). По преобладанию натрия среди щелочей, умеренной титанистости (0.4–0.7% TiO<sub>2</sub>, табл. 2) и кальциевоности биотитовые плагиогнейсы сходны с породами архейских тоналит-трондземитовых комплексов Присяянского краевого выступа Сибирской платформы (Ножкин и др., 1995, 2001; Туркина,

**Таблица 3.** Содержания редкоземельных элементов в породах байдарагинского и бумбугерского комплексов

№ обр.	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Байдарагинский комплекс														
1924-4	34.30	67.00	7.86	27.60	5.62	1.56	6.36	0.86	5.48	1.19	3.31	0.56	3.29	0.47
3070	41.80	61.80	6.34	18.70	2.36	1.27	2.25	0.22	1.12	0.20	0.57	0.08	0.50	0.10
1924-1	50.01	85.67	9.57	28.29	3.97	1.06	1.99	0.28	1.56	0.27	0.83	0.10	0.75	0.13
4354-2	51.72	85.05	8.87	28.91	3.46	1.04	2.22	0.30	1.90	0.29	0.84	0.15	0.78	0.09
4354-7	49.50	89.46	9.95	35.55	5.29	1.28	4.34	0.55	3.41	0.67	1.60	0.26	1.64	0.22
5046-1	42.58	71.93	7.75	27.11	4.27	0.72	2.87	0.30	1.56	0.28	0.77	0.10	0.62	0.07
Бумбугерский комплекс														
4148	112.0	209.0	20.80	72.20	9.41	2.17	7.73	1.17	6.14	1.38	4.16	0.60	3.67	0.48
4356	12.95	22.64	2.74	11.93	2.32	0.58	2.47	0.42	2.64	0.75	2.04	0.34	1.82	0.33
5581-4	3.81	9.83	1.55	7.60	2.50	0.79	3.56	0.60	4.27	1.01	2.81	0.39	2.47	0.43
5581-7	22.90	50.59	6.72	27.22	5.67	1.29	4.11	0.67	3.91	0.71	2.19	0.43	1.99	0.33
4152	76.55	159.95	20.88	82.47	16.04	2.45	12.75	1.49	8.94	1.72	4.87	0.67	3.92	0.58

*Примечание:* 3070, 1924-1, 4354-2, 5046 – биотитовые плагиогнейсы, 1924-4, 4354-7 – включения амфиболизированных двупироксеновых кристаллических сланцев; 4148 – гранатовый гнейс, 4356 – гранат-клинопироксеновый кристаллический сланец, 5581-4 – гранат-клинопироксен-кристаллический сланец с бурой роговой обманкой, 5581-7 – амфиболит, 4152 – клинопироксен-роговообманковый кристаллический сланец. Определение содержаний редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS с относительной погрешностью 5–10% в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН.

2004, 2005), Карельской гранит-зеленокаменной области Балтийского щита (Кожевников, 2000), Северо-Китайского кратона (Wilde et al., 2002) и

других регионов мира (Конди, 1983). Присутствующие в составе комплекса отдельные включения представлены метабазитами, для которых харак-



**Рис. 4.** Коренной выход тоналитовых “серых гнейсов” байдарагинского комплекса (точка 1 на рис. 3А, вертикальная стенка); цифры на фото – положение проб (1 – 3070, 2 – 1924-4).



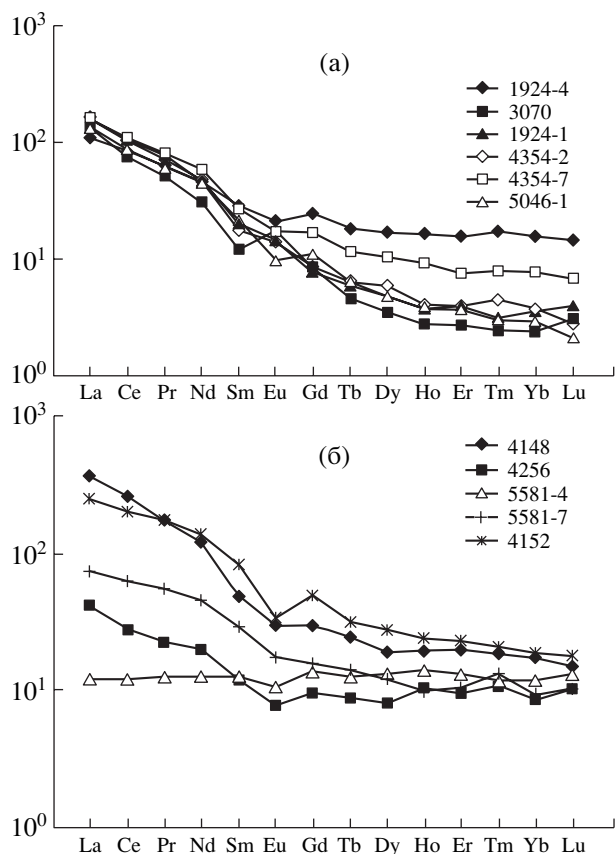


Рис. 5. Нормированные к хондриту по (Taylor, McLennan, 1985) спектры распределения РЗЭ для образцов пород байдарагинского (а) и бумбугерского (б) комплексов.

терна повышенная титанистость (1.7–2.38%  $TiO_2$ ) и железистость (13.3%  $Fe_2O_3$ ), что может быть следствием кристаллизационной дифференциации единого исходного расплава.

По характеру распределения редкоземельных элементов (рис. 5, табл. 3) преобладающие в байдарагинском комплексе плагиогнейсы тоналитового состава сходны с породами архейских тоналит-трондъемит-гранитных ассоциаций Сибирской платформы и Балтийского щита (Ножкин и др., 2001; Кожевников, 2000). Содержащиеся в них меланократовые включения (обр. 1924-4 и 4354-7) характеризуются более пологими спектрами распределения РЗЭ без дефицита тяжелых РЗЭ и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией, также сближающими их с андезит-базальтами в составе тоналит-трондъемит-гранитных ассоциаций архея (Ножкин и др., 2001; Кожевников, 2000).

Плагиогнейсы и амфиболиты байдарагинского комплекса, при возрасте около 2.7 млрд. лет, характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{Nd} = -0.9 - -3.7$  и значениями  $T_{Nd}(DM)$ , изменяющимися в интервале 3.1–3.3 млрд. лет (табл. 1).

Временной разрыв между значениями возрастов кристаллизации и Nd модельного возраста составляет около 500–600 млн. лет. Эти данные свидетельствуют о присутствии в источниках тоналитовых серых гнейсов байдарагинского комплекса материала с длительной коровой предысторией. Подобные породные ассоциации в ряде случаев устанавливаются в окраинных структурах позднеархейских континентальных массивов (Конди, 1983). Учитывая изотопные и геохимические данные, можно предположить, что формирование ортопород байдарагинского комплекса происходило в обстановке активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги.

В состав бумбугерского комплекса включены две толщи: 1) “контрастная” толща переслаивания основных кристаллических сланцев и лейкократовых гнейсов (обр. 4152, 4152-1); 2) толща чередования форстеритсодержащих мраморов, магнетитовых кварцитов, пироксеновых и амфиболовых сланцев, гранатовых и биотитовых гнейсов и лейкократовых плагиогнейсов. По петрохимическим характеристикам пироксенсодержащие амфиболиты и гнейсы комплекса первой (“контрастной”) толщи соответствуют низкомагнезиальным, умеренно щелочным базальтам с варьирующей титанистостью и железистостью и К-На риолитам, соответственно (обр. 4152, 4152-1). Подобные базальты в ассоциации с К-На риолитами характерны, в первую очередь, для рифтогенных структур континентов с достаточно мощной сиалической корой (Бородин, 1982). Ортопороды второй толщи по составу отвечают метаморфизованным порфиритам (обр. 5586), габбро-анортозитам (обр. 5581-7) и риолитам (обр. 5581, 5581-9, 5586-1). Отдельные образцы с высоким содержанием железа и титана, но пониженным магния и щелочей могут соответствовать туфам андезито-базальтов (обр. 5585-1). Метаосадочные образования этой толщи представлены метаморфизованными доломитами (обр. 5581-5, 5581-6), в том числе кремнистыми (обр. 5581-8) или первично-глинистыми, с высоким содержанием глинозема и повышенным – суммарного железа (обр. 5581-7, 19.26%  $Al_2O_3$ , 8.64%  $Fe_2O_3$ ) и в подчиненном количестве метапесчаниками субаркозового состава (обр. 4148), слагающими маломощные прослои среди мраморов и кварцитов.

Кристаллические сланцы первой толщи характеризуются контрастным распределением РЗЭ. Среди них встречаются аналоги базальтов как с низким содержанием РЗЭ и незначительной отрицательной Eu аномалией (обр. 4356), так и повышенным с контрастным распределением и выраженной отрицательной Eu аномалией (обр. 4152). В гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцах иногда устанавливается обогащение Ti и Fe (обр. 2110-1) (табл. 2).



Гранат-амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы второй толщи (обр. 5581-4), слагающие маломощные пропластки в мраморах, судя по характеру распределения редкоземельных элементов, соответствуют недифференцированным мантийным породам с плоским распределением РЗЭ при отсутствии Eu аномалии. Ассоциирующие с ними в разрезе роговообманковые амфиболиты (обр. 5581-7), также слагающие маломощные пласты в мраморах, характеризуются умеренно фракционированным распределением РЗЭ при невыраженной отрицательной Eu аномалии. Скорее всего, эти кристаллические сланцы представляют собой продукты размыва пород основного состава (граувакки), сходные, в частности, с метабазитами, входящими в состав зеленокаменных поясов Карельской и Олекминской гранит-зеленокаменных областей (Кожевников, 2002; Анисимова и др., 2005). Метапесчаники второй толщи, судя по высокому содержанию легких РЗЭ, особенно Се, и выраженной Eu аномалии (обр. 4356), очень сходны с породами байдарагинского комплекса (рис. 5б), и наиболее вероятным их источником могли являться тоналиты байдарагинского комплекса.

Устанавливаемая для бумбугерского комплекса ассоциация рифтогенных вулканитов контрастного состава с осадками перетолженных кор выветривания характерна для внутриконтинентальных бассейнов с незначительной дистанцией переноса осадков (Тейлор, Макленнан, 1988). Метатерригенные породы (гранатовые гнейсы) бумбугерского комплекса характеризуются величиной Nd модельного возраста  $T_{Nd}(DM) \approx 3.0$  млрд. лет, а клинопироксен- и биотит-амфиболовые гнейсы  $\sim 2.9$  млрд. лет (табл. 1). Величины двустадийных модельных возрастов  $T_{Nd}(DM-2st)$ , рассчитанные для этих гнейсов на возраст последнего гранулитового метаморфизма ( $\sim 2.37$  млрд. лет), составляют  $\sim 3.1-3.2$  млрд. лет. Метавулканиты “контрастной толщи” (гранат-пироксеновые и пироксен-плагий-класовые кристаллические сланцы и плагийгнейсы) этого комплекса имеют значения Nd модельных возрастов в интервале 3.0–3.1 млрд. лет. Значения Nd модельных возрастов пород бумбугерского комплекса подчеркивают преобладание древнего (около 3.0 млрд. лет) корового вещества в источниках как метавулканитов, так и метасадков без заметного влияния более молодых ювенильных или супракрystalльных источников. Результаты Nd изотопных исследований пород бумбугерского и байдарагинского комплексов показали отсутствие существенных различий их изотопных характеристик. Верхняя возрастная граница бумбугерского комплекса определяется возрастом прорывающих их гиперстеновых диоритов  $U_1$   $2364 \pm 6$  млн. лет (табл. 1).

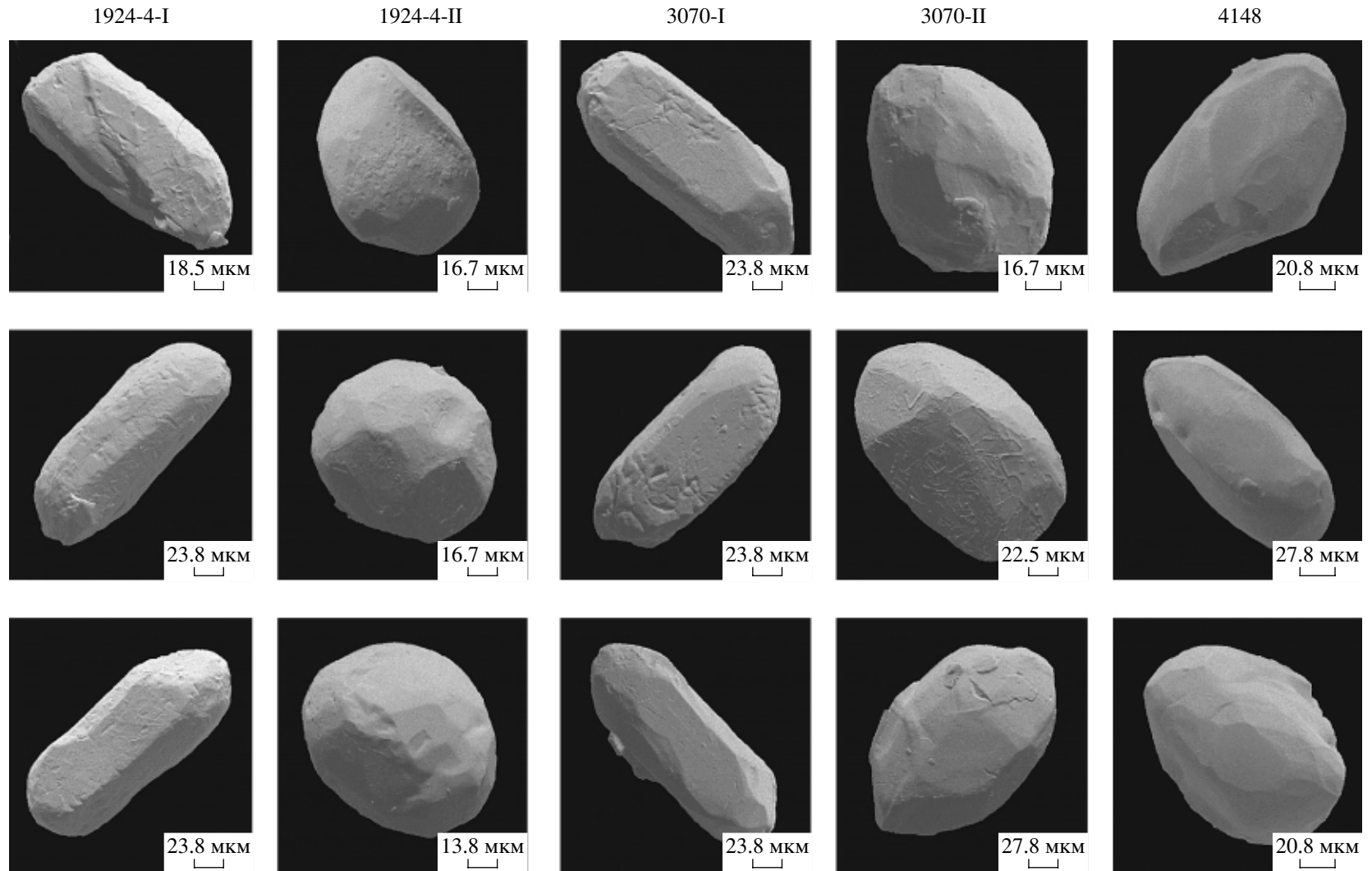
Полученные данные по составу породных ассоциаций бумбугерского комплекса не вполне од-

нозначны. На современном эрозионном срезе представлены фрагменты первичного разреза, соотношения которых тектонические, и разрез нельзя считать полным. Можно полагать, что метавулканиты “контрастной” толщи и толщи чередования мраморов, метатерригенных и метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород фиксируют обстановку континентального рифтогенеза. Ассоциация метатерригенных пород, железистых кварцитов, мраморов и метаморфизованных туфогенно-терригенных пород входит в состав некоторых разрезов архейских зеленокаменных поясов Балтийского и Присаянского щитов (Кожевников, 2000; Ножкин и др., 2001). Отличием является высокая степень метаморфизма (двукратного) пород бумбугерского комплекса и их возраст (табл. 1).

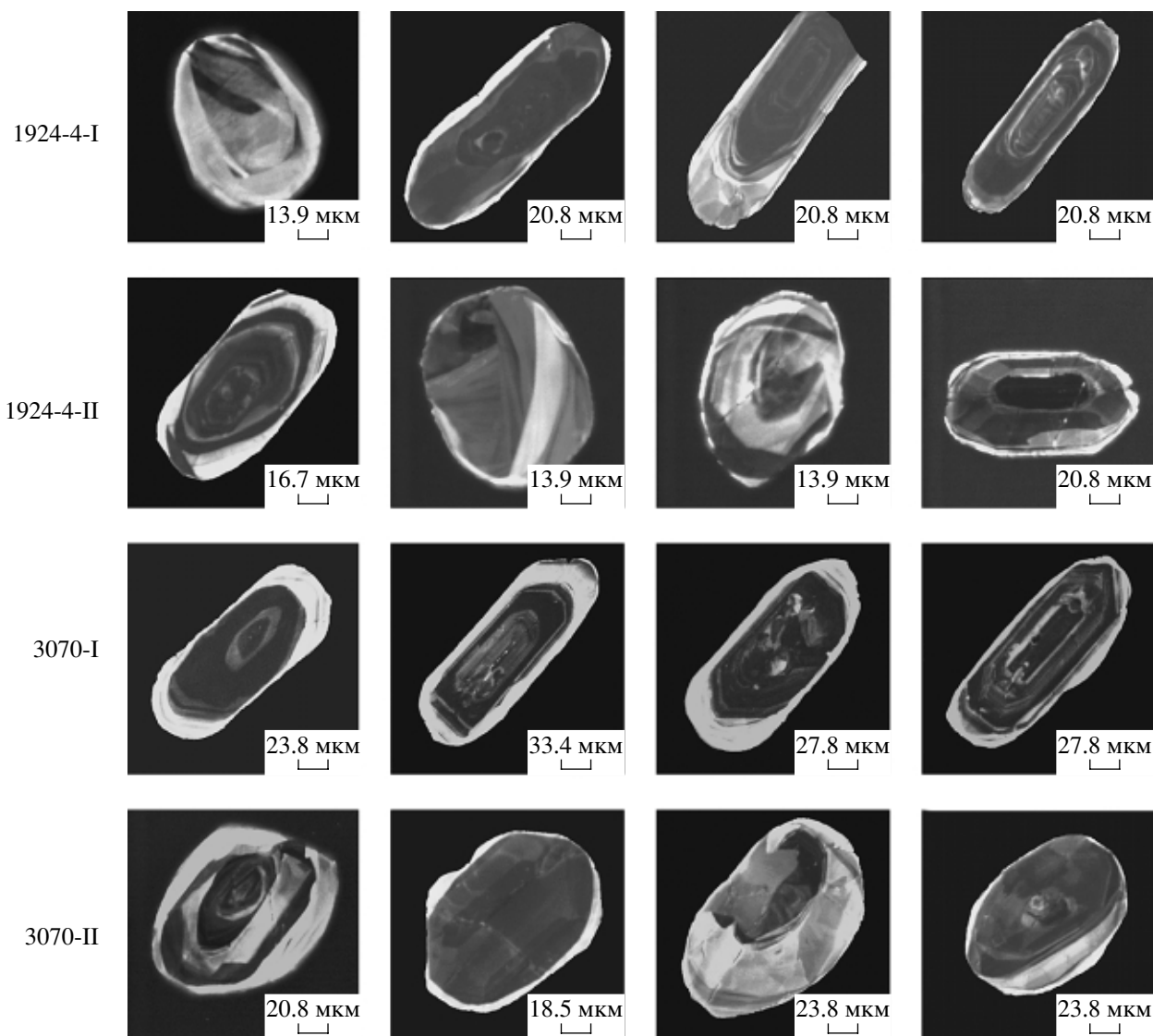
Породы *черносланцевой толщи ульдзитгольского комплекса*, с несогласием перекрывающие кристаллические образования нижнего докембрия, варьируются по составу от первично каолинит-гидрослюдистых глин и алевролитов (обр. 5595 и 5596) до субкварцевых песчаников (обр. 5596-1). Установленное значение Nd модельного возраста пород черносланцевой толщи около 2.5 млрд. лет и  $\epsilon_{Nd} = -11.5$  позволяют предполагать, что одним из их главных источников могли быть нижнедокембрийские породы Байдарагинского блока при некотором участии более молодого корового источника. Так, в частности, для раннепротерозойских гранитоидов  $U_1$   $T_{Nd}(DM) \sim 2.5$  млрд. лет (табл. 1). В целом литологические и петрохимические особенности толщ, входящих в состав ульдзитгольского комплекса, могут указывать на мелководные обстановки морского осадконакопления при незначительном поступлении зрелого кварцевого материала протоплатформенных кор выветривания (Сафронов, 1994).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Th-Pb изотопные исследования цирконов из тоналитовых гнейсов байдарагинского комплекса проводились А. Натманом на ион-ионном микроскопе SHRIMP II в г. Хиросима (Япония) (Козаков и др., 2005, 2006), а из гранатовых гнейсов бумбугерского комплекса Т. Вонгом на аналогичном приборе в г. Пекин (Китай). Методика исследований изложена в работах (Compston et al., 1984; Roddick, van Breemen, 1994; Clauoué-Long et al., 1995). Измеренные изотопные отношения приведены к значениям стандартного циркона SL13 (572 Ma;  $^{206}Pb/^{238}U = 0.0928$ ) Австралийского университета и TEMORA 1 (Black et al., 2003). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Cumming, Richards, 1975). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger,



**Рис. 6.** Микрофотографии циркона байдарагинского и бумбугерского комплексов, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55.



**Рис. 7.** Микрофотографии циркона из пород байдагагинского комплекса (пробы 1924-4 и 3070), выполненные с помощью катодолуминесцентного детектора miniCL на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55.

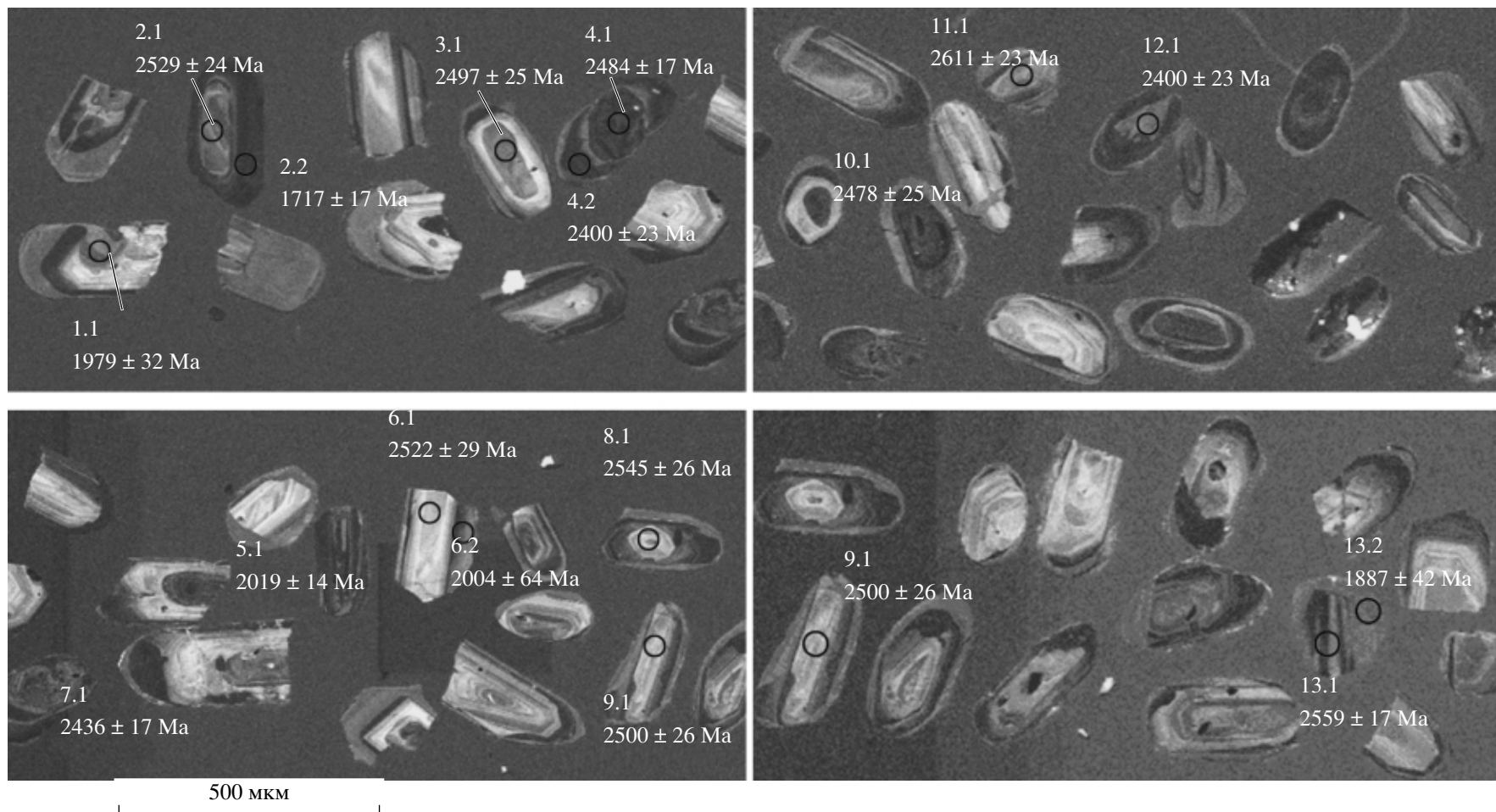
Jager, 1976). Контроль внутреннего строения индивидуальных зерен циркона осуществлялся с помощью оптического микроскопа и катодолуминесценции (CLC метод) (рис. 6, 7, 8). Положение объектов исследований показано на рисунке 2 и 3.

*Байдагагинский комплекс.* Объектами исследований были цирконы из тоналитовых гнейсов (проба 3070) и амфиболизированных двупироксеновых гнейсов (проба 1924-4) (рис. 4). Результаты исследований приведены в таблице 4 и на рисунках 6 и 7.

В тоналитовых гнейсах установлено два морфологических типа циркона (Ранний докембрий..., 1993). Циркон первого типа, для которого ранее получена оценка возраста  $2646 \pm 45$  млн. лет, составляет более 90% общей популяции и представлен субидiomорфными прозрачными и

полупрозрачными зернами призматического облика розовой и серой окраски (рис. 6). Этот циркон характеризуется сложным внутренним строением, в нем выделяются зональные, частично перекристаллизованные ядра и оболочки, имеющие различную люминесценцию (рис. 7). Второй тип циркона представлен бесцветными, прозрачными, изометричными зернами (рис. 6), кристаллизация которых происходила, по-видимому, в условиях метаморфизма гранулитовой фации. Для этого циркона характерны грубозональное строение и высокая люминесценция. Возраст этого циркона ранее не определялся.

Циркон из будинообразного включения амфиболизированных двупироксеновых кристаллических сланцев (точка 2 на рис. 4) также представлен двумя аналогичными морфологическими ти-



**Рис. 8.** Микрофотографии циркона из пород бумбугерского комплекса (проба 4148), выполненные с помощью катодолюминесцентного детектора на сканирующем электронном микроскопе CamScan. Показано положение точек U-Th-Pb анализа.

Таблица 4. Результаты U-Th-Pb изотопных исследований (SHRIMP) цирконов из пород Байдарагинского комплекса

№ точек	Характеристика циркона	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет			% конкордантности
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1924-4 – дупироксеновый кристаллический сланец включения												
1	I, ядро	219	293	1.34	16231	0.1697 ± 39	0.475 ± 13	11.13 ± 42	2508 ± 56	2534 ± 35	2555 ± 39	98
2	I, ядро	1578	394	0.25	14765	0.1604 ± 8	0.282 ± 11	6.23 ± 24	1600 ± 54	2009 ± 34	2460 ± 8	65
3	I, ядро	1389	258	0.19	106952	0.2003 ± 21	0.516 ± 9	14.24 ± 31	2681 ± 39	2766 ± 21	2829 ± 17	95
5	I, однородный, вершина	254	59	0.23	33636	0.1819 ± 33	0.494 ± 15	12.39 ± 44	2588 ± 61	2635 ± 34	2671 ± 30	97
6	I, ядро	305	243	0.80	26483	0.1804 ± 18	0.495 ± 14	12.32 ± 37	2593 ± 58	2629 ± 29	2657 ± 17	98
7	I, ядро	746	120	0.16	12424	0.1642 ± 7	0.405 ± 18	9.16 ± 40	2190 ± 81	2354 ± 41	2499 ± 8	88
8	I, однородный, вершина	272	153	0.56	98135	0.2080 ± 18	0.541 ± 12	15.51 ± 38	2786 ± 50	2847 ± 24	2890 ± 14	96
9	I, ядро	210	110	0.53	23127	0.1642 ± 18	0.415 ± 18	9.40 ± 42	2239 ± 80	2378 ± 42	2499 ± 18	90
10	I, ядро	305	196	0.64	21519	0.1801 ± 14	0.506 ± 14	12.55 ± 37	2637 ± 60	2647 ± 28	2654 ± 13	99
11	I, ядро	652	227	0.35	558659	0.2033 ± 30	0.495 ± 17	13.87 ± 55	2592 ± 75	2741 ± 38	2853 ± 24	91
12	I, однородный, вершина	1060	190	0.18	157233	0.1835 ± 29	0.433 ± 10	10.96 ± 33	2320 ± 46	2520 ± 28	2685 ± 26	86
13	I, ядро	196	152	0.78	1000000	0.1973 ± 20	0.517 ± 13	14.06 ± 39	2686 ± 54	2754 ± 26	2804 ± 17	96
14	I, однородный, вершина	359	71	0.20	102881	0.1734 ± 11	0.493 ± 15	11.79 ± 37	2585 ± 64	2588 ± 30	2591 ± 11	100
15	I, однородный, вершина	539	76	0.14	2222222	0.2026 ± 21	0.519 ± 13	14.49 ± 41	2694 ± 55	2782 ± 27	2847 ± 17	95
16	I, ядро	489	100	0.20	1000000	0.1999 ± 21	0.493 ± 16	13.56 ± 47	2585 ± 68	2722 ± 33	2826 ± 17	92
17	II, центр. часть кристалла	83	168	2.04	11083	0.1627 ± 21	0.442 ± 13	9.91 ± 32	2359 ± 56	2427 ± 31	2484 ± 22	95
18	II, краевая часть кристалла	89	129	1.46	4160	0.1766 ± 21	0.439 ± 18	10.68 ± 46	2344 ± 79	2496 ± 41	2621 ± 20	89
19	II, краевая часть кристалла	67	67	1.01	13659	0.1695 ± 21	0.482 ± 17	11.26 ± 43	2536 ± 74	2545 ± 37	2553 ± 21	99
20	II, краевая часть кристалла	39	137	3.48	29291	0.1550 ± 23	0.416 ± 15	8.88 ± 35	2240 ± 67	2325 ± 37	2401 ± 26	93

Таблица 4. Окончание

№ точек	Характеристика циркона	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет			% конкордантности
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
21	II, центр. часть кристалла	10	25	2.35	3711	$0.1241 \pm 55$	$0.320 \pm 15$	$5.48 \pm 37$	$1792 \pm 74$	$1898 \pm 60$	$2016 \pm 80$	89
22	II, центр. часть кристалла	33	96	2.92	16573	$0.1153 \pm 29$	$0.336 \pm 22$	$5.34 \pm 38$	$1868 \pm 105$	$1876 \pm 63$	$1884 \pm 45$	99
23	II, оболочка	28	147	5.32	4737	$0.1120 \pm 22$	$0.335 \pm 12$	$5.17 \pm 22$	$1861 \pm 59$	$1848 \pm 38$	$1832 \pm 36$	102
23a	II, ядро	414	165	0.40	1000000	$0.1683 \pm 13$	$0.435 \pm 25$	$10.09 \pm 60$	$2328 \pm 115$	$2443 \pm 57$	$2541 \pm 13$	92
24	II, центр. часть кристалла	16	35	2.24	2128	$0.1076 \pm 52$	$0.321 \pm 14$	$4.76 \pm 33$	$1795 \pm 69$	$1778 \pm 60$	$1759 \pm 91$	102
25	II, краевая часть кристалла	78	135	1.72	25707	$0.1657 \pm 34$	$0.478 \pm 18$	$10.92 \pm 48$	$2519 \pm 77$	$2516 \pm 42$	$2514 \pm 35$	100
25a	II, центр. часть кристалла	161	223	1.39	21097	$0.1575 \pm 96$	$0.493 \pm 15$	$10.72 \pm 76$	$2585 \pm 66$	$2499 \pm 69$	$2429 \pm 107$	106
26	I, оболочка	225	74	0.33	26226	$0.1921 \pm 39$	$0.517 \pm 19$	$13.70 \pm 59$	$2687 \pm 79$	$2729 \pm 42$	$2760 \pm 34$	97
3070 – тоналитовый гнейс												
1	I, однородный, вершина	43	117	2.72	1000000	$0.1115 \pm 16$	$0.333 \pm 11$	$5.12 \pm 19$	$1852 \pm 53$	$1839 \pm 32$	$1824 \pm 25$	102
2	I, перекристаллизован, ядро	145	122	0.84	31407	$0.1247 \pm 9$	$0.342 \pm 17$	$5.88 \pm 29$	$1859 \pm 80$	$1958 \pm 44$	$2024 \pm 13$	94
3	I, ядро	134	72	0.54	11121	$0.1746 \pm 26$	$0.477 \pm 17$	$11.50 \pm 47$	$2517 \pm 75$	$2565 \pm 39$	$2603 \pm 25$	97
4	I, перекристаллизован, ядро	80	66	0.83	5997	$0.1722 \pm 26$	$0.509 \pm 22$	$12.09 \pm 57$	$2653 \pm 93$	$2611 \pm 45$	$2579 \pm 25$	103
5	I, перекристаллизован, центр. часть кристалла	325	108	0.33	12291	$0.1551 \pm 14$	$0.343 \pm 18$	$7.34 \pm 40$	$1902 \pm 87$	$2154 \pm 49$	$2403 \pm 15$	79
6	I, однородный	55	47	0.86	2099	$0.1346 \pm 37$	$0.358 \pm 24$	$6.65 \pm 51$	$1974 \pm 116$	$2066 \pm 70$	$2158 \pm 49$	92
7	II, центр. часть кристалла	85	117	1.38	12408	$0.1640 \pm 23$	$0.460 \pm 26$	$10.40 \pm 62$	$2440 \pm 115$	$2471 \pm 57$	$2497 \pm 24$	98
8	I, перекристаллизован, ядро	98	60	0.62	7023	$0.1761 \pm 20$	$0.507 \pm 20$	$12.31 \pm 52$	$2643 \pm 87$	$2628 \pm 41$	$2617 \pm 19$	101

Примечания: I – циркон призматической и короткопризматической формы, для внутреннего строения которого характерно присутствие зональных, часто замутненных ядер и незональных прозрачных оболочек; II – прозрачный циркон изометричной формы с высоким двупреломлением и однородным внутренним строением, формирование которого, по-видимому, происходило в условиях гранулитового метаморфизма; ядро, оболочка, вершина, центральная часть кристалла, краевая часть кристалла – характеристика анализируемого участка кристалла циркона; перекристаллизован – в катодолюминесценции наблюдается частичное или полное исчезновение зональности. Ошибки приведены на уровне 2σ. Одинаковые номера (например, 23 и 23a) – измерения проведены в одном кристалле.

пами (рис. 6), но в пробе преобладает циркон второго типа, для которого U-Pb методом был получен возраст в пределах 2.4–2.5 млрд. лет. Следует отметить, что циркон второго типа в пробе 1924-4 имеет гетерогенное строение и во многих случаях содержит ядра, отличающиеся пониженной люминесценцией и выраженной секториальностью, и грубозональные оболочки различной мощности с высокой люминесценцией (рис. 7). Геохимической спецификой циркона этого типа является низкое содержание U (не выше 0.02%) при очень высокой величине Th/U отношения, равной 0.69–2.02 (Ранний докембрий..., 1993). Количество циркона первого типа не превышает 2–3% общей популяции, а его возраст составляет ~2.76 млрд. лет.

Для U-Th-Pb исследований из тоналитовых гнейсов было использовано семь кристаллов циркона первого типа и один кристалл второго типа, а из пробы двупироксеновых гнейсов – шестнадцать зерен циркона первого типа и девять кристаллов второго типа. Изотопные исследования выполнены как для ядер, так и оболочек или перекристаллизованных доменов. Как видно из таблицы 4 и рисунка 9а, точки изотопного состава исследованного циркона образуют три основных группы. К первой из них относятся изотопные анализы семи зерен циркона первого типа (главным образом, ядер) из двупироксеновых гнейсов, возраст которых ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ) ~ 2.8 млрд. лет. Основная группа представлена цирконом как первого, так и второго типов из тоналитовых и двупироксеновых гнейсов с возрастом  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  2.5–2.65 млрд. лет. И, наконец, к третьей возрастной группе (~1.8 млрд. лет) отнесены проанализированные зерна циркона второго типа из амфиболизованных двупироксеновых гнейсов и циркона первого типа (оболочки и перекристаллизованные домены) из тоналитовых гнейсов.

**Бумбугерский комплекс.** U-Th-Pb исследования выполнены для цирконов из пропластка гранатовых гнейсов (проба 4148) (метапесчаников) толщи переслаивания форстеритовых мраморов, кальцифиров, биотитовых гнейсов и магнетитовых кварцитов (рис. 3б). Результаты исследований приведены в таблице 5.

Акцессорный детритовый циркон в пробе 4148 представлен субидiomорфными прозрачными, реже полупрозрачными кристаллами розовато-коричневого цвета призматической, короткопризматической и овальной формы (рис. 6). Для внутреннего строения циркона характерно наличие зональных, частично метамиктизованных, а иногда и перекристаллизованных ядер и незональных оболочек, занимающих в некоторых кристаллах до 50% их объема (рис. 8). Размер кристаллов варьируется от 40 до 250 мкм, Кудл = 1.5–3.0.

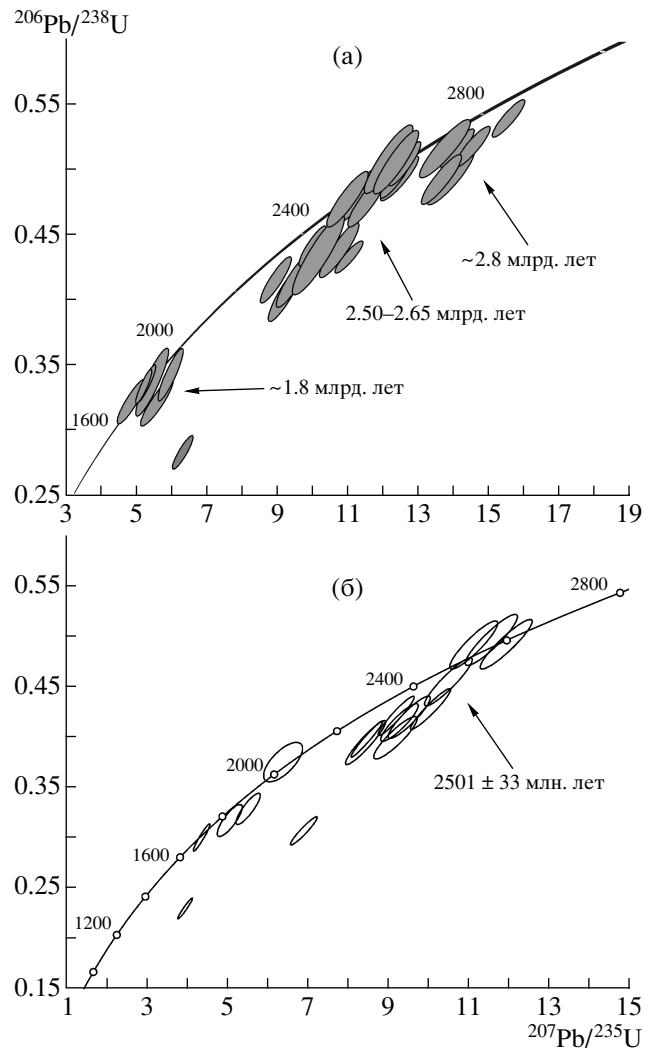


Рис. 9. Диаграммы с конкордией для проб байдарыгинского (а) и бумбугерского комплексов (б).

U-Th-Pb исследования проведены для тринадцати кристаллов циркона, причем анализировались, главным образом, ядра или центральные части кристаллов, интервал возрастных значений которых составляет примерно 2.64–2.45 млрд. лет. При этом преобладающими являются ядра с возрастными значениями в интервале около 2.45–2.55 млрд. лет, среднее значение возраста  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  которых составляет  $2501 \pm 33$  млрд. лет, (СКВО = 4.1) (рис. 9б). Возраст около 2.64 млрд. лет установлен только для одного кристалла (центральная часть). В расчете среднего возраста анализируемых ядер (№ 4.2 и 12.1) с возрастом  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} < 2400$  млрд. лет не учитывались, поскольку они характеризуют промежуточное значение возраста, а не фиксируют самостоятельную возрастную группу. Наиболее поздние значения возраста оболочек и перекристаллизованных участков кристаллов находятся в диапазоне 1.7–2.0 млрд. лет.



**Таблица 5.** Результаты U-Th-Pb изотопных исследований цирконов из гранатовых гнейсов бумбугерского комплекса (проба 4148)

№ точек	Характеристика циркона	Содержание, мкг/г		Th/U	Изотопные отношения				Возраст, млн. лет		% конкордантности
		U	Th		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	Ядро, перекристаллизованный фрагмент	149	21	0.15	6642	0.1215 ± 22	0.330 ± 10	5.52 ± 20	1836 ± 50	1979 ± 32	93
2	Ядро	149	111	0.77	4858	0.1671 ± 23	0.456 ± 16	10.50 ± 39	2419 ± 70	2529 ± 24	96
2	Оболочка	809	116	0.15	30534	0.1052 ± 10	0.301 ± 9	4.37 ± 14	1698 ± 44	1717 ± 17	99
3	Центральная часть кристалла	117	62	0.55	3879	0.1639 ± 25	0.492 ± 16	11.13 ± 39	2578 ± 68	2496 ± 25	103
4	Центральная часть кристалла	759	419	0.57	5346	0.1627 ± 16	0.308 ± 9	6.91 ± 22	1729 ± 46	2484 ± 17	70
4a	Вершина кристалла	551	39	0.07	13697	0.1540 ± 11	0.399 ± 12	8.47 ± 26	2164 ± 55	2391 ± 12	90
5	Центральная часть кристалла	693	449	0.67	13229	0.1243 ± 10	0.231 ± 6	3.96 ± 12	1339 ± 36	2019 ± 14	66
6	Ядро	59	52	0.91	6861	0.1664 ± 28	0.400 ± 14	9.18 ± 36	2169 ± 64	2522 ± 29	86
6a	Оболочка	144	41	0.30	1377	0.1232 ± 44	0.376 ± 13	6.39 ± 32	2054 ± 61	2003 ± 65	103
7	Центральная часть кристалла	240	384	1.66	16794	0.1581 ± 16	0.422 ± 12	9.20 ± 29	2269 ± 58	2436 ± 17	93
8	Центральная часть кристалла	98	77	0.82	4869	0.1687 ± 25	0.497 ± 17	11.57 ± 43	2600 ± 72	2545 ± 26	102
9	Центральная часть кристалла	83	79	0.98	9332	0.1643 ± 25	0.421 ± 14	9.52 ± 0.34	2262 ± 63	2500 ± 26	90
10	Ядро	427	194	0.47	11090	0.1621 ± 24	0.415 ± 12	9.28 ± 31	2238 ± 56	2478 ± 25	90
11	Центральная часть кристалла	118	86	0.75	7099	0.1756 ± 25	0.493 ± 16	11.93 ± 43	2582 ± 70	2611 ± 23	99
12	Ядро	133	52	0.41	3270	0.1548 ± 22	0.395 ± 14	8.44 ± 33	2146 ± 66	2400 ± 23	89
13	Ядро	219	88	0.41	11468	0.1701 ± 17	0.429 ± 13	10.06 ± 33	2299 ± 60	2559 ± 17	90
13a	Оболочка	148	62	0.44	2606	0.1155 ± 27	0.318 ± 10	5.07 ± 20	1779 ± 51	1887 ± 42	94

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты U-Th-Pb геохронологических исследований цирконов на ион-ионном микрозонде позволили расчленить дорифейские образования Байдарикского блока на два разновозрастных структурно-вещественных комплекса. В качестве верхнего ограничения возраста метатерригенных толщ бумбугерского комплекса можно рассматривать прорывающие их гиперстеновые кварцевые диориты  $\text{Pг}_1$  с возрастом  $(2364 \pm 6 \text{ млн. лет})$ , сопряженные с метаморфизмом гранулитовой фации (табл. 1). Посткинематические граниты  $\text{Pг}_2$   $(2308 \pm 4 \text{ млн. лет, U-Pb метод})$  фиксируют стадию стабилизации (табл. 1). Средний возраст более древней популяции  $2501 \pm 33 \text{ млн. лет}$ , устанавливаемый, главным образом, в ядрах детритовых цирконов, согласуется с возрастом основной популяции цирконов байдарагинского комплекса  $(2.65\text{--}2.5 \text{ млрд. лет})$ . Эти значения близки ранее установленным U-Pb методом –  $2646 \pm 45$  и  $2437 \pm 35 \text{ млн. лет}$  (Ранний докембрий..., 1993; Макарычев, 1997). Таким образом, возможный интервал формирования толщ бумбугерского комплекса  $(2.44\text{--}2.37 \text{ млрд. лет})$  приблизительно соответствует началу раннего протерозоя, что не позволяет их коррелировать с толщами позднеархейских зеленокаменных поясов западной части Алданского щита (Анисимова, и др., 2005). Источником терригенного материала кластических пород бумбугерского комплекса, скорее всего, выступали верхнеархейские породы байдарагинского комплекса, метаморфизованные в начале раннего протерозоя до уровня гранулитовой фации и, возможно, породы, входящие в состав позднеархейских зеленокаменных поясов – типовых структурах древних кратонов. Это заключение находит некоторое подтверждение в геохимических данных и в установленных величинах Nd модельных возрастов пород обоих комплексов (табл. 1). При этом практически одинаковые значения этих возрастов определены как для ортопород обоих комплексов, так и для метаосадков, т.е. вклад более молодого источника в формирование толщ бумбугерского комплекса не устанавливается. Раннепротерозойские значения возрастов цирконов пород в интервале  $1.7\text{--}2.0 \text{ млрд. лет}$  отражают последний высокотемпературный метаморфизм, проявленный в породах как бумбугерского, так и байдарагинского комплексов.

При оценке возраста ортопород байдарагинского комплекса необходимо учитывать принадлежность их породной ассоциации к единой дифференцированной магматической серии. Исходя из этого, установленное на ион-ионном микрозонде SHRIMP II наиболее древнее позднеархейское значение около  $2.8 \text{ млрд. лет}$  может соответствовать возрасту кристаллизации протолита и тоналитовых гнейсов и двупироксеновых крис-

таллических сланцев, представленных во включениях. Это значение было установлено в нескольких цирконах, поэтому его, скорее всего, нельзя связывать с присутствием случайной унаследованной компоненты в ядрах циркона или ксеногенных кристаллов. Возрастные интервалы  $2.5\text{--}2.65 \text{ млрд. лет}$ , установленные для цирконов тоналитовых гнейсов и кристаллических сланцев из включения, практически совпадают с установленными ранее U-Pb методом по циркону. Последние  $(2646 \pm 45$  и  $2437 \pm 35 \text{ млн. лет})$  могут соответствовать времени проявления двух разновозрастных эпизодов метаморфизма (Ранний докембрий..., 1993; Макарычев, 1997). Следует отметить, что по морфологическим особенностям кристаллизация цирконов с возрастом  $2646 \pm 45 \text{ млн. лет}$  происходила из расплава, более поздние цирконы (около  $2.44 \text{ млрд. лет}$ ), судя по морфологии, кристаллизовались в условиях гранулитовой фации. Можно предположить, что ранний метаморфизм (около  $2.65 \text{ млн. лет}$ ) сопровождался процессами анатексиса, и с ним связано образование пород тоналит-трондьемитовой ассоциации байдарагинского комплекса с включениями (ксенолитами и/или дайками) пород среднего и основного составов (около  $2.8 \text{ млрд. лет}$ ). Эти породы в начале раннего протерозоя (около  $2.44 \text{ млрд. лет}$ ) были совместно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Раннепротерозойские значения возраста  $\sim 1.8 \text{ млрд. лет}$  совпадают с оценкой, полученной U-Pb методом по цирконам синкинематических гранитоидов  $\text{Шг}_1$  (млн. лет), и отвечают времени проявления метаморфизма амфиболитовой фации, определяющего структуру и байдарагинского, и бумбугерского комплексов, с которым связано образование самостоятельной генерации метаморфогенного циркона и перекристаллизация магматического циркона в породах байдарагинского комплекса.

В другом варианте тоналитовые гнейсы и включения могут входить в состав единой дифференцированной вулканоплутонической ассоциации позднеархейского  $(2646 \pm 45 \text{ млрд. лет})$  возраста, сформированной в обстановке активной континентальной окраины, что находится в соответствии с петрогеохимическими данными. Древнее значение возраста (около  $2.8 \text{ млрд. лет}$ ) может быть обусловлено случайным присутствием унаследованной компоненты в ядрах циркона или ксеногенных кристаллов, что, как отмечалось, представляется менее вероятным.

Следует отметить, что нам не удалось получить конкордантных оценок возраста около  $2.37 \text{ млрд. лет}$  для циркона из пород байдарагинского комплекса, представленных на современном эрозионном срезе. Можно предположить, что в это время последние были вне зоны высокотемпературного метаморфизма, происходившего в бумбугерском комплексе. Складчатость и

региональный метаморфизм с возрастом около 1.85 млрд. лет проявлены в обоих комплексах и определяют современную картируемую структуру дорифейского фундамента Байдарикского блока. При этом все ранее сформированные структурные формы и метаморфические парагенезисы гранулитовой фации устанавливаются в виде реликтов. Границы толщ байдарагинского и бумбугерского комплексов, как подчеркивалось, представляют собой зоны до- и синметаморфических разрывов. С этих позиций становление этих структур, по-видимому, можно рассматривать как отражение коллизионного процесса. Его завершение и переход к стадии кратонизации фиксирует комплекс гранитоидов  $\text{Ш}\gamma_2$  – 1825 ± 5 млн. лет (табл. 1). Последние представляют собой типичные посткинematические жильные образования и не вовлекаются в более поздние структурно-метаморфические преобразования, что характерно для раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов близкого возраста фундамента древних платформ Северной Евразии.

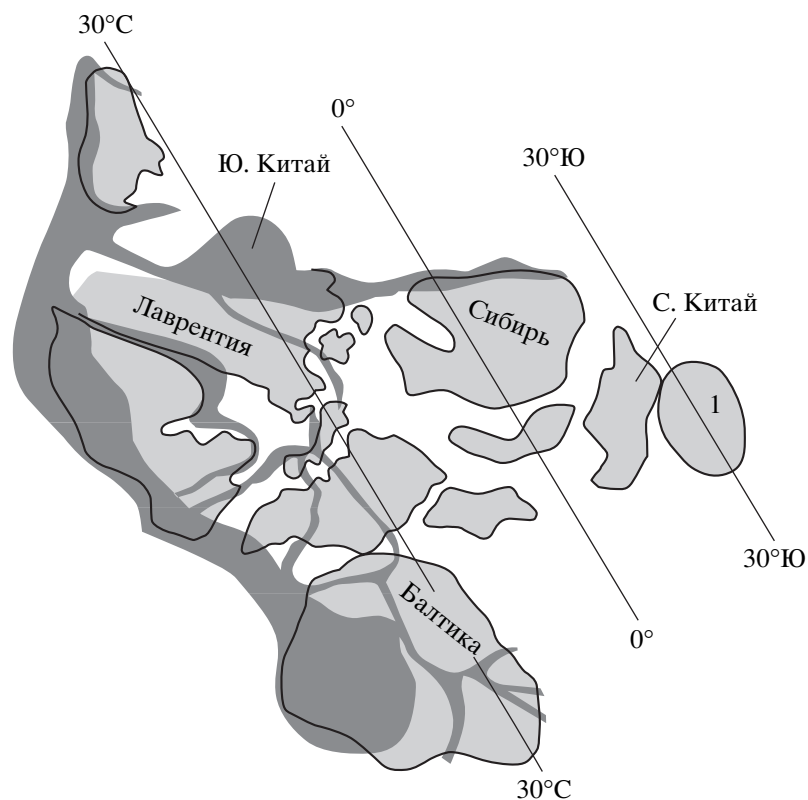
Этапы развития кристаллических комплексов Байдарикского блока Дзабханского микроконтинента в основных чертах коррелируются с установленными в образованиях фундамента древних кратонов Северной Евразии, в частности, Сибирского и, особенно, Северо-Китайского (Ma, Wu, 1981; Wang, Qiao, 1984; Li et al., 1999; Lu et al., 2002; Songnian et al., 2002; Wilde et al., 2002; Wei J., 2002; Докембрийская геология..., 1988; Котов, 2003; Сальникова и др., 2003). В этом отношении нужно отметить, что коллизионный процесс, определяющий структуру фундамента этих кратонов и Дзабханского микроконтинента, расположенного сейчас между Северо-Китайским и Сибирским кратонами, происходил практически в одном возрастном интервале около 1.85–1.90 млрд. лет. Стадию кратонизации в развитии структур Сибирского кратона фиксирует Южно-Сибирский пояс постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов с возрастными около 1.84–1.86 млрд. лет (Диденко и др., 2003, 2005). Близкий возраст имеют и постколлизионные граниты  $\text{Ш}\gamma_2$  Байдарикского блока (табл. 1). Однако это сходство не дает оснований для того, чтобы рассматривать кристаллические образования Дзабханского микроконтинента в составе того или иного кратона.

В ряде работ допускается, что в начале позднего рифея (до распада Родинии) блоки Восточной Гондваны располагались вблизи зоны сочленения Сибири и Лаврентии (Hoffman, 1991; Dalziel, 1997; Li et al., 2003;). Блок Северного Китая в этой схеме располагался в периферической части Родинии вблизи Сибирского кратона (Condie, 2001, 2002; Zhai et al., 2003).

Нами была предпринята попытка определить возможное положение Байдарикского блока в

системе кратонов раннепротерозойского суперконтинента. Для этого были проведены палеомагнитные исследования посткинematических гранитоидов  $\text{Ш}\gamma_2$  (1825 ± 5 млн. лет) (Диденко и др., 1999). Изотопно-геохронологические исследования К-Аг методом (по биотиту и флогопиту) вмещающих пород дали значения в интервале около 1900–1750 млн. лет. Исходя из этого, можно предполагать, что после указанного временного рубежа породы Байдарикского блока не испытывали температурные воздействия выше 350–400°C (Склярков и др., 2001). В пользу древнего возраста высокотемпературной компоненты намагниченности гранитоидов указывает и наличие образцов прямой и обратной полярностей. Рассчитанный интервал палеоширот, в котором, вероятно, находился Байдарикский блок во время или сразу после внедрения гранитоидов (~1825 млрд. лет), составлял от 26° до 39°. Однако определить, в каком полушарии – Южном или Северном – по одним палеомагнитным данным для гранитоидов Байдарикского блока нельзя. Для определения его возможного положения в указанное время надо привлекать другие данные.

Так, аккреционные и коллизионные процессы в интервале 1.85–1.90 млрд. лет многими исследователями связываются с формированием более крупной тектонической единицы – суперконтинента (Борукаев, 1985; Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002, 2003; Condie, 2002), получившей в последнее время название – Гудзонленд или Колумбия (McGlynn et al., 1974; Pesonen et al., 2003). В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Дзабханский микроконтинент расположен между Северо-Китайской и Сибирской платформами. Стадию кратонизации в развитии структур Сибирского кратона фиксирует Южно-Сибирский пояс постколлизионных раннепротерозойских гранитоидов с возрастными около 1.84–1.86 млрд. лет. Палеомагнитные исследования этих гранитоидов позволили определить возможное положение Сибири в раннепротерозойском суперконтиненте (Диденко и др., 2003, 2005). Их формирование проходило на палеошироте 10°–15°; более вероятно, что Сибирский кратон сочленялся своим южным байкальским (в современных координатах) краем с арктической окраиной Лаврентии, что отмечается и в работе К. Конди (Condie, 2002) без указания палеоширот. На основе полученных палеомагнитных данных по Сибири (Диденко и др., 2005) и данных по провинции Черчилл (McGlynn et al., 1974; Pesonen et al., 2003) восстановлены палеошироты на вышеупомянутой реконструкции К. Конди (рис. 10). Сочленение Сибирского кратона и Лаврентии на этой реконструкции оказывается на 10°–15° Северного полушария, сам Сибирский кратон – в экваториальных широтах Северного и Южного полушарий примерно от 10° с.ш. до 20° ю.ш. На ре-



**Рис. 10.** Возможное положение Дзабханского микроконтинента (1) на реконструкции палеопротерозойского суперконтинента на основе К. Конди (Condie, 2002) (упрощено) для 1840–1820 млн. лет. Темным показаны области распространения раннепротерозойской ювенильной коры. Палеошироты рассчитаны по данным (Диденко и др., 2003, 2005; McGlynn et al., 1974; Pesonen et al., 2003).

конструкции К. Конди у современной арктической окраины Сибири показан Сино-Корейский кратон, обращенный своей современной южной окраиной в сторону Сибири. Восстановленные палеошироты Сино-Корейского кратона составляют  $15^{\circ}$ – $30^{\circ}$  ю.ш. Вероятно, мы можем расположить Байдарикский блок примерно на  $30^{\circ}$  ю.ш. у современной северной окраины Сино-Корейского кратона, что согласуется с нашими палеомагнитными данными по постколлизийным гранитоидам Байдарикского блока – крайние оценки палеоширот составляют  $26^{\circ}$  и  $39^{\circ}$  (рис. 10).

Можно также полагать, что такое совместное положение Байдарикского блока и Сино-Корейского кратона сохранилось с конца раннего протерозоя, когда они вошли в состав суперконтинента Колумбия (Rogers, Santosh, 2002) до образования суперконтинента Родиния (Condie, 2001). В процессе распада Родинии и трансформации ее в Пангею Дзабханский микроконтинент перемещался совместно с блоками Восточной Гондваны (включая блоки Северного и Южного Китая, Тарима) (Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994, 1999; Козаков и др., 2005; Kheraskova et al., 2003). В результате Сибирский кратон и Дзабханский микроконтинент с блоками Восточной

Гондваны оказались против друг друга. В конце позднего рифея (~650 млн. лет) в направлении Сибири начался дрейф континентальных масс (и Дзабханского микроконтинента в том числе). В ходе этого дрейфа в течение нескольких этапов был сформирован раннекаледонский композитный континент (супертеррейн), в который был впаян Дзабханский микроконтинент Центральной Азии. В ходе ранне- и позднегерцинского (индосинийского) тектогенеза в аккреционно-коллизийную структуру Центральной Азии вошли Южно-Гобийский микроконтинент и Северо-Китайский кратон.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дорифейские кристаллические образования фундамента Дзабханского микроконтинента относятся к двум разновозрастным структурно-вещественным комплексам. Формирование породной ассоциации байдарагинского комплекса происходило в позднем архее, а бумбугерского в первой половине раннего протерозоя. Одним из главных источников пород бумбугерского комплекса могли являться позднеархейские образования байдарагинского комплекса. Сходные по-

роды тоналит-грандьемитовой ассоциации фундамента Сибирской платформы имеют более древний возраст. Так, для ортогнейсов западной части Алданского щита возраст циркона определен  $3221 \pm 3$  млрд. лет при  $T_{Nd}(DM) = 3.2-3.5$  млрд. лет (Nutman et al., 1992), а для тоналитов Онотской гранит-зеленокаменной области Присяянского щита возраст  $3287 \pm 8$  млн. лет при  $T_{Nd}(DM) = 3.5-3.6$  млрд. лет (Бибикина и др., 2002; Туркина, 2004).

Значения Nd модельных возрастов (3.0–3.3 млрд. лет) в породах байдаринского и бумбургерского комплексов, представленных на современном эрозионном срезе, не дают основания для выделения раннепротерозойских корообразующих процессов. Однако в серии разновозрастных гранитоидов Байдаринского блока устанавливается последовательное уменьшение значений Nd модельных возрастов от 3.3 до 1.4 млрд. лет (табл. 1). Исходя из этого можно предполагать проявление корообразующих процессов, с которыми связано неоднократное наращивание снизу архейской коры в течение протерозоя и палеозоя.

Авторы благодарны Е.В. Бибикиной и В.В. Ярмолку за критические замечания и консультации при подготовке рукописи к печати. Мы выражаем свою признательность О.М. Туркиной, с которой обсуждались результаты геохимических исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН и СО РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту” и Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 05-05-65340, 06-05-64352, 04-05-65002).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимова И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и геодинамические обстановки формирования архейских зеленокаменных поясов западной части Алданского щита // Геология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Центр информационной культуры, 2005. С. 23–27.
- Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре центрально-азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20–28.
- Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 554–565.
- Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта Западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Бибикина Е.В., Левицкий В.И., Резницкий Л.З. и др. Архейская тоналит-грандьемитовая ассоциация Присяянского выступа фундамента Сибирской платформы: U-Pb, Sm-Nd и Sr изотопные данные // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. РФФИ в Азиатском регионе. Иркутск, 2002. С. 175–176.
- Бойшенко О.Ф. О возрасте пород метаморфического комплекса Баянхонгорской зоны (МНР) // Изв. АН СССР. 1978. Сер. геол. № 1. С. 48–55.
- Бородин Л.С. Закономерности концентрации редких элементов в главных магматических сериях // Геохимия магматизма. М.: Недра, 1982. С. 190–207.
- Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.
- 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. 59–75.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бахтадзе В. Палеомагнетизм раннего протерозоя Байдаринского блока Центральной Монголии // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 31–35.
- Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикина Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 368–373.
- Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикина Е.В. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизийных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли. 2005. № 2. С. 66–83.
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Козаков И.К. и др. Sm-Nd изотопные провинции Центральной Азии // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 220–222.
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Томуртого О. и др. Геодинамика и корообразующие процессы ранних каледонид Баянхонгорской зоны (Центральная Монголия) // Геотектоника. 2005. № 4. С. 154–174.
- Ковач В.П., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Тоналиты Гарганского блока Тувино-Монгольского массива – возраст, корреляция и аналоги среди древнейших комплексов Присяянья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 125–128.
- Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский научный центр, 2000. 223 с.
- Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.
- Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдаринского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
- Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. Кристаллические комплексы Центральной

- Азии в геологическом развитии Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2004. С. 171–175.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. и др.* Кристаллические комплексы основания Дзабханского микроконтинента – древнейшие образования палеозойской Центральной Азии // Геология и геодинамика архея. Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Центр информационной культуры, 2005. С. 165–171.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. Москва. ГЕОС, 2005а. С. 137–170.
- Козаков И.К., Nuttan A., Сальникова Е.Б. и др.* Архейские тоналитовые “серые гнейсы” Дзабханского микроконтинента раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: результаты U-Pb и U-Th-Pb (SHRIMP II) исследований цирконов // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма осадконакопления и метаморфизма. Материалы III Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2006. С. 316–321.
- Конди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
- Котов А.Б.* Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2003. 78 с.
- Кузмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2002, 2004. 191 с.
- Макарычев Г.И.* Фрагменты докембрийской океанической и континентальной коры в Северной Монголии // Геотектоника. 1997. № 2. С. 39–52.
- Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей В.П.* Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
- Митрофанов Ф.П., Бибикова Е.В., Козаков И.К. и др.* Архейский изотопный возраст тоналитовых “серых” гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 2. С. 670–674.
- 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. 3–32.
- Неелов А.Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Мельгунов М.С.* Геохимия метаосадочных толщ и гранитоидов Онотского зеленокаменного пояса // Геохимия. 2001. № 1. С. 31–50.
- Ножкин А.Д., Левицкий В.И., Механошин А.С., Бобров В.А.* Геохимические особенности раннеархейских гранитоидов и метавулканогенно-осадочных пород Онотского зеленокаменного пояса // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 3. С. 45–54.
- Ранний докембрий Центральноазиатского складчатого пояса / Отв. ред. Козаков И.К. СПб.: Наука, 1993. 266 с.
- Руженцев С.В., Бурашников В.В.* Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25–40.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др.* Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: Результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб.: Центр информационной культуры, 2003. С. 453–455.
- Сафронов В.Т.* Геохимические особенности и условия формирования углеродсодержащих пород ульдзитгольского комплекса Центральной Монголии // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 1. С. 92–101.
- Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др.* Интерпретация геохимических данных / Ред. Склярова Е.В. М.: Интернет Инжиниринг, 2001. 288 с.
- Сочава А.В., Подковыров В.Н., Фелицын С.Б.* Позднедокембрийский этап эволюции состава терригенных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. Т. 2. 1994. № 4. С. 3–21.
- Тейлор С.Р., Макленнан С.М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1984. 284 с.
- Туркина О.М.* Протерозойские тоналиты и трондьмиты юго-западной окраины Сибирского кратона: изотопно-геохимические данные о нижнекоровых источниках и условиях образования расплавов в коллизионных обстановках // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 41–55.
- Туркина О.М.* Амфиболит-плагиогнейсовый комплекс Онотского блока, Шарыжалгайский выступ: изотопные и геохимические свидетельства эволюции континентальной коры в раннем архее // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 5. С. 678–682.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Claoué-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning C.M.* Two Carboniferous ages: A comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  analysis // Geochronology, Timescales and Global Stratigraphic Correlation; Society for Sedimentary. Geol. Spec. Publ. 1995. V. 54. P. 3–21.
- Compston W., Williams I.S., Myer C.* U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe // J. Geophys. Research. 1984. V. 89B. P. 525–534.
- Condie K.C.* Continental Growth During Formation of Rodinia // Gondwana Research. 2001. V. 4. № 1. P. 5–16.
- Condie K.C.* Breakup of a Paleoproterozoic supercontinent // Gondwana Research. 2002. V. 5. № 1. P. 41–43.
- Cumming G.L., Richard J.R.* Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. P. 155–171.

- Dalziel I.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis environmental speculation // *Geol. Soc. America Bull.* 1997. V. 109. P. 16–47.
- Hoffman P.F.* Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insides-out? // *Science*. 1991. V. 252. P. 1409–1412.
- Kheraskova T.N., Didenko A.N., Bush V.A., Volozh Yu.A.* The vendian-early Paleozoic History of the Continental Margin of Eastern Paleogondwana, Paleasian Ocean, and Central Asian Foldbelt // *Russian J. Earth Sci.* 2003. V. 5. № 3. P. 165–184.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al.* Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle super plume that broke up Rodinia // *Precambrian Res.* 2003. V. 122. P. 85–109.
- Li J., Qian X., Hou G.* Proterozoic Tectonic Framework and Evolution of North China Craton // *Gondwana Research.* 1999. V. 2. № 4. P. 568–571.
- Lu S., Yang Ch., Li Hua, Li Hum.* A Group of Rifting Events in the Terminal Paleoproterozoic in the North China Craton // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. № 1. P. 123–131.
- Ma X., Wu Z.* Early tectonic evolution of China // *Precambrian Res.* 1981. V. 14. № 3–4. P. 185–202.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of the reversal test in paleomagnetism // *Geoph. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- McGlynn J.C., Hanson G.N., Irving E., Park J.K.* Paleomagnetism and age of Nonacho Group sandstones and associated Sparrow dikes, District of Mackenzie // *Can. J. Earth Sci.* 1974. V. 11. P. 30–42.
- Pesonen L.J., Elming S., Mertanen A.S. et al.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics.* 2003. V. 375. P. 289–324.
- Nutman A.P., Cernyshev I.V., Baadsgard H., Smelov A.P.* The Aldan shield of Siberia, USSR The Age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Proterozoic // *Precambrian Res.* 1992. V. 54. № 4. P. 195–219.
- Roddick J.C., Van Breemen O.* U-Pb zircon dating: a comparison of ion microprobe and single grain conventional analyses // *Radiogenic age and Isotopic Studies: Report 8; Geol. Surv. of Canada Current Res.* 1994-F. P. 1–9.
- Rogers J.J.W.* A History of continents in the past three billion years // *J. Geol.* 1996. V. 104. P. 91–107.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. № 1. P. 5–22.
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Supercontinents in Earth History // *Gondwana Research.* 2003. V. 6. № 3. P. 357–368.
- Songnian L., Chunglian Y., Huaikun L., Humin L.* A Group of Rifting Events in the Terminal Paleoproterozoic in the North China Craton // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. № 1. P. 123–131.
- Steiger R.H., Jaeger E.* Subcommittee of Geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
- Xue F., Lerch M.F., Kröner A., Reischmann T.* Tectonic evolution of the east Qinling Mountains, China, in the Paleozoic: a review and new tectonic model // *Tectonophysics.* 1996. V. 253. P. 271–284.
- Wang H., Qiao X.* Proterozoic stratigraphy and tectonic framework of China // *Geol. Mag.* 1984. V. 121. № 6. P. 599–614.
- Zhai M., Sao Ji, Hao Ji, Peng P.* Geological Signature and Possible Position of the North China // *Gondwana Research.* 2003. V. 6. № 2. P. 171–183.
- Wei J.* The Late Paleoproterozoic Orogeny in the North China Craton // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. № 1. P. 95–99.
- Wilde S.A., Zhao G., Sun M.* Development of the N.China Craton during Late Archean and its Final Amalgamation at 1.8 Ga: Some Speculations on its Position Within Palaeoproterozoic Supercontinent // *Gondwana Research.* 2002. V. 5. № 1. P. 85–94.

Рецензенты *Е.В. Бибикина, В.В. Ярмолюк*